

2187

ANUARUL
INSTITUTULUI
GEOLOGIC

AL
ROMÂNIEI

VOLUMUL XVIII

ANNUAIRE DE L'INSTITUT
GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XVIII

MONITORUL OFICIAL ȘI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI

1937



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

ANUARUL
INSTITUTULUI
GEOLOGIC

02187

AL
ROMÂNIEI

VOLUMUL XVIII



ANNUAIRE DE L'INSTITUT
GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE
TOME XVIII

MONITORUL OFICIAL ȘI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI
1937



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL - CONTENU

	Pagina Page
N. GHERASI. Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Țarcu	I
G. MANOLESCU. Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates méridionales, Roumanie.	79
G. PALIUC. Étude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Mun- ții Cimpiei (Carpates méridionales, Roumanie)	173
M. POPOVĂȚ. Dégradation des sols de steppe. Application à l'étude agrogéologique des environs Perișorul (distr. de Dolj)	281



PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Membru de onoare: DRĂGHICEANU M. M., inginer de Mine.

Director: MACOVEI G., profesor la Școala Politehnică.

Subdirector: PREDA D. M., conferențiar universitar.

I. SERVICIUL GEOLOGIC

Secția de geologie

CANTUNIARI ȘT., geolog șef cl. I.
PROTESCU O., geolog șef cl. II.
JEKELIUS E., geolog șef cl. II.
ȘTEFĂNESCU D., geolog șef cl. III.
KRÄUTNER TH., geolog șef cl. III.
MURGEANU GH., geolog șef cl. III.
CODARCEA AL., geolog cl. I.
PAUCĂ M., geolog cl. II.
ILIE M., geolog cl. III.
GIUȘCĂ D., geolog cl. III.
GHIKA-BUDEȘTI ȘT., geolog cl. III.
PETRULIAN N., ing. ord. cl. I.
ARABU N., geolog asistent.
DUMITRESCU I., geolog asistent.
JOJEA T., geolog asistent.
CERNEA G., geolog asistent.

Secția de geologie economică și secția de prospecțiuni

GAVĂT I., ing. șef cl. II.
ȘTEFĂNESCU S. S., inginer șef cl. II.
SOCOLESCU M., inginer șef cl. II.



BĂRBAT TH., inginer ord. cl. I.
HOLLY M., ing. ord. cl. III.
DUMITRU S., conductor tehnic minier.

Biroul Cartografic

WAHNIG F., cartograf șef.
HAGIU A., desenator cartograf.
STOIAN O., desenator cartograf.
PETRESCU I., desenator.
POLONIC P., desenator.
ȚOIU D., litograf.
BOLTRES P., fotograf.

Biblioteca și Biroul Publicațiilor

CERNESCU MARIA, bibliotecar.
OLTEANU C., șef de secție cl. II.

II. SERVICIUL AGROGEOLOGIC

ENCULESCU P., geolog șef cl. I.
PROTOPOPESCU-PACHE E., geolog șef cl. II.
CERNESCU N., chimist cl. I.
POPOVĂȚ M., geolog cl. III.
POPEA FLORICA, chimist asistent.

III. SERVICIUL LABORATORULUI DE CHIMIE

CASIMIR E., chimist șef cl. I.
ZAMFIRESCU L. ELIZA, chimist șef cl. III.
PETRESCU P., chimist cl. I.
CREANGĂ C., chimist șef cl. III.
POPESCU ALEXANDRINA, chimist cl. III.
DIMITRIU M., chimist cl. II.
FILIPESCU M., chimist asistent.
BĂLĂNESCU SANDA, chimist asistent.

IV. SERVICIUL ADMINISTRATIV

Secretariat

JONESCU D. S., șef de secție cl. I.
NASTEA CHR., șef de secție cl. III.
CUJBĂ ELENA, translatoare.
RUSSO SYLVIA, impiegată cl. I.



Intendența

POPOVICI ȘT., șef birou cl. II.

Atelierul mecanic și de tâmplărie

NEGULESCU I., mecanic cl. II.

STAN C., preparator cl. II.

DRĂGHICI ȘT., mecanic cl. II.

ȚOPAN I., laborant cl. III.

IORDACHE N., șofeur.

POP GR., tâmplar.

Atelierul de secțiuni subțiri

SOVATI P., preparator cl. I.

ENEDI M., laborant cl. I.

Preparatori și laboranți

VOICU D., preparator cl. I.

ILIESCU C., preparator cl. I.

POTOR G., laborant cl. II.

MAREȘ I., laborant cl. II.

BARDAȘ D., laborant cl. III.

BARBONEA D., laborant cl. III.

IORDAN AL., grădinar.

MURARIU D., laborant cl. III.

VECSEDI P., laborant cl. II.

TURC A., laborant cl. III.

FLOREA D., laborant cl. III.

GEOLOGI COLABORATORI

SAIDEL T., profesor, Acad. de înalte studii agronomice.

VOITEȘTI I. P., profesor de Geologie, Univ. București.

ATANASIU I., profesor de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.

SAVUL M., profesor de Mineralogie și Petrografie, Univ. Iași.

ATANASIU G., profesor, Univ. Cernăuți.

BĂNCILĂ I., șef de lucrări, Lab. de Geologie, Univ. București.



MANOLESCU GH., asistent, Lab. de Mineralogie, Șc. Politehnică, Buc.
OLTEANU C., licențiat în geol. aplicată, București.
MACAROVICI N., asistent, Lab. de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.
MOROȘAN N., profesor de liceu, Chișinău.
NICHITA O., asistent, Lab. de Mineralogie și Petrografie, Univ. Iași.
HRISTESCU E., preparator, Lab. de Geologie, Univ. București.
CHELĂRESCU A., asistent, Lab. de Mineralogie și Petrografie, Univ. Iași.
BARBU I. Z., asistent, Lab. de Paleontologie, Univ. București.
ONCESCU N., asistent, Lab. de Geologie, Univ. București.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DANS LES MONTS GODEANU ET ȚARCU (CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR
N. GHERASI

TABLE DES MATIÈRES

	Page
<i>Introduction</i>	3
<i>Historique</i>	6
Description pétrographique et géologique	
I. <i>Série cristallophyllienne de Lotru</i>	7
Paragneiss	7
Gneiss à biotite	8
Gneiss et schistes à sillimanite	9
Gneiss à pinite	9
Intercalations dans les paragneiss	10
Quartzites	10
Schistes micacés	10
Schistes à chloritoïde et grenat	10
Paragneiss et schistes de la zone du Borescu	11
Gneiss à porphyroblastes d'albite	11
Schistes micacés à grenat	12
Schistes à staurotide et grenat	12
Gneiss mixtes	12
Gneiss veinés	13
Gneiss aplitiques	14
Pegmatites calcoalcalines	14
Roches amphiboliques	15
Péridotites	16
Roches dioritiques	17
Amphibolites	17
Amphibolites ultrabasiques	17
Amphibolites à plagioclases	18
Amphibolites à épidote	19
Amphibolites à cummingtonite	19
Gneiss à anthophyllite	20



	Page
Gneiss à hornblende	21
Origine et métamorphisme des roches amphiboliques	21
Dolomites et roches à silicates	22
Mylonitisation de la série du Lotru	24
Considérations sur la genèse de la série du Lotru	28
Couverture sédimentaire de la série du Lotru	32
II. <i>Les massifs du Retezatu et de Petreanu</i>	32
Schistes cristallins des massifs.	33
Chloritoschistes et schistes sericiteux	33
Quartzites	33
La zone des schistes verts	34
Schistes verts tufogènes	34
Schistes verts sériciteux	35
Roches porphyrogènes	35
Amphibolites	36
Roches granitiques	36
Description minéralogique	37
Massif du Retezatu	38
Massif de Petreanu	39
Massif de Pietrei	40
Massif de Şucu	41
Massif du Râul Şes	41
Conclusions relatives aux roches granitiques	42
Roches dioritiques	43
Roches filoniennes	46
Microgranites	46
Bostonites quartzifères	47
Porphyres dioritiques	47
Phénomènes de contact exomorphe	47
Schistes micacés	48
Schistes micacés à grenats	48
Schistes feldspathiques	49
Schistes d'injection	49
Quartzites à grenats	49
Quartzites feldspathisés	49
Cornéennes amphiboliques	49
Grenatites	50
Phénomènes de contact endomorphe	51
III. <i>L'Infragétique</i>	52
Les zones mesozoïques	52
Zones du Lăpuşnic et de Poiana Mărului	52
Lias-Doager (?)	53
Arkoses	53
Roches conglomératiques et brèches	53
Phyllites, grés, quartzites	53
Métamorphisme	54
Malm	56
Zone de Căleanu	56
Lias-Dogger (?)	57

	Page
Malm (?)	57
Cretacé inférieur (?)	57
Zone de Soarbele	58
Grés, conglomérats, schistes (Cretacé ?).	58
Verrucano (?)	60
Klippes de rabotage	61
Roches mylonitisées	61
Ophiolites et tufs ophiolitiques	62
Diorites, gabbrodiorites, serpentines	62
Conglomérats et brèches à gabbro	62
Roches et tufs diabasiques	65
Porphyrites diabasiques	65
Diabases	66
Spillites	66
Keratophyres	67
Laves, roches pyroclastiques, tufs diabasiques	67
Roches tufogènes vertes	68
Roches filoniennes	68
Lamprophyres	68
Porphyres quartzifères	68
Tectonique	
Structure des massifs	70
La Nappe gétique	72
Le charriage et l'Infragétique	72
<i>Bibliographie</i>	76
Sept planches en phototypie, esquisse de l'extension des cirques glaciaires, esquisse tectonique, Carte géologique, Coupes géologiques	

INTRODUCTION

Aperçu morphologique. Le massif du Godeanu et celui du Țarcu se trouvent situés à l'extrémité W des Carpates méridionales, là où la chaîne s'incurve pour se diriger vers le Danube. La crête principale du Godeanu qui a une direction E - W se ramifie en une série d'arêtes qui descendent vers la Cerna, tandis que vers le N se forme le massif secondaire du Borescu, plus trapu, et l'arête allongée de Gugu-Morariului. A l'W du sommet du Godeanu, la crête se bifurque vers le S, tandis qu'au N elle se rattache au Țarcu par les sommets de Prislopul et du Sălătruc.

Le Țarcu, montagne au relief massif que l'on aperçoit de Caransebeș,¹⁾ est bien individualisé par les vallées du Hideg, Râu Alb, Bistra et Șuculeț.

¹⁾ Pour l'orientation générale on peut consulter l'esquisse de l'extension des cirques glaciaires et l'esquisse tectonique.

Au NE il se prolonge en une série de sommets qui se succèdent du Baicu au Vârful Pietrei ¹⁾ et au Petreanu atteignant le bassin de Hațeg. Les crêtes herbeuses de Poiana Nedeia et Zănoaga forment des contreforts qui se dirigent vers Poiana Mărului, centre d'exploitation forestière.

La région qui fait l'objet de cette étude comprend une partie seulement du massif du Godeanu à savoir la crête principale et son versant septentrional, — la partie du Țarcu, comprise entre Poiana Mărului, Râul Mare, Râul Șes et Vârful Țarcu — et l'extrémité S du massif du Retezatu (Zlata et Slăveiu).

La morphologie de cette région extrêmement intéressante est devenue classique par les études magistrales de M. DE MARTONNE (23, 24, 26). C'est



Fig. 1. — Moraines de Cârnea; vue prise en montant vers le Morariu.

ici que cet auteur a établi la présence de cycles d'érosion mis en évidence par la plate-forme Borescu, située à 2000 m, fort typique et bien conservée, et par une seconde plate-forme celle de Râu Șes, à un niveau inférieur (1.500 m) (planche I, fig. 1).

La plate-forme Borescu est entaillée par de beaux cirques glaciaires, qui changent l'aspect des cîmes monotones arrondies par l'érosion. Les phénomènes glaciaires ont été décrit par SCHAFARZIK (43, 44) mais surtout par M. DE MARTONNE. L'étude de la glaciation dans ces montagnes a présenté un intérêt tout particulier, car on y trouve les plus belles moraines des Carpates méridionales, celles de Soarbele et de Cârnea (fig. 1). On peut voir, dans l'es-

¹⁾ Sur la carte austro-hongroise au 1:25.000-e dénommé à tort Petri.

quisse ci-jointe, l'extension et la répartition des cirques glaciaires dans les monts Godeanu et Țarcu ¹⁾.

Dans la vallée glaciaire de Paltinei nous avons trouvé des dépôts de moraines tout à fait typiques. Un petit cirque dont les parois sont formés de schistes cristallins et de Verrucano est abrité sous le sommet de Paltina. La rive droite du ruisseau qui coule vers la Valea Lăpușnicul est formée de grès, de schistes et de conglomérats (Crétacé) et puis, plus bas, par des calcaires tithoniques, alors que la rive gauche est constituée par des roches granitiques. Plus en aval, le lit est creusé dans les schistes noirs liasiques. On peut préciser facilement la nature diluviale de ces dépôts. En effet, les calcaires tithoniques disparaissent sous la multitude des blocs de Verrucano et de conglomérats formant la moraine. Les éboulis de calcaire sont presque inexistantes et de cette façon les moraines latérales sont mises en évidence. De la bergerie, on observe une belle moraine de fond (fig. 2), tandis que la moraine terminale est cachée dans la forêt, à une altitude de 1450 m. Au fond du cirque on voit un petit vallum dû à l'erratique de névé.



Fig. 2. — Cirque glaciaire et moraine de fond de Paltina, en aval de la bergerie.

D'autres dépôts de moraines qui n'ont pas encore été mentionnés, se trouvent dans la Valea Gropiței et Valea Boreșcu, près de la bergerie.

Le cours de cette dernière vallée est littéralement obstrué par des blocs de diorites jusqu'à près de 1400 m.

Les vallées glaciaires sont courtes et les plus importantes (Mățului, Scurtelor, Dalciului) atteignent à peine 2 km de longueur. Le glacier de la Valea Mățului a été alimenté par les névés des deux petits cirques de Scărița (Morariu) et par les deux glaciers latéraux qui descendaient de la région Morariului et Gugu. L'érosion des seuils rocheux est avancée. Sur la rive gauche on remarque des roches moutonnées, tout à fait typiques, près du point où la Valea Mățului se jette dans une succession de cascades. Le mont Scurtele a un cirque complexe, formé par deux larges lobes, dont l'un d'eux contient un petit lac. La vallée a trois paliers; on y observe des roches moutonnées sur le sentier qui descend de la bergerie au troisième gradin de la vallée

¹⁾ Cette carte représente une revision sur le terrain des études glaciologiques auxquelles s'est livré M. TH. KRÄUTNER pour l'ensemble des Carpates (19).

(pl. I, fig. 2). De même dans la Valea Scărișoarei, avant qu'elle ne fasse un saut brusque qui indique la limite de l'érosion glaciaire, on voit des roches polies et arrondies.

Historique. Les premières explorations géologiques dans la région étudiée ont été effectuées par D. STUR dès l'année 1866. Il mentionne dans le Retezatu, des gneiss ayant un aspect parfois granitique (54—55) puis, dans le Țarcu, des schistes cristallins, des roches vertes, des sédiments permien et liasiques (56). Dans la « Geologie Siebenbürgens » HAUER et STACHE se contentent de consigner les observations de STUR.

D'autre part, SABBA ȘTEFĂNESCU, dans ses recherches sur le versant S du Godeanu, trouve des schistes cristallins, à savoir des gneiss à deux micas, des quartzites, des micaschistes et des pegmatites à mica blanc (50).

En 1889, BELLA V. INKEY essayant de faire une classification des schistes cristallins de la région du Retezatu, les divise en trois groupes semblables à ceux de BÖCKH pour le Banat. Ainsi, dans le I-er groupe (le plus ancien) il range les gneiss granitiques du Retezatu qu'il compare aux granites centraux des Alpes, et distingue deux autres groupes différant par leur degré de métamorphisme, plus accentué dans le II-e groupe, que dans le III-e.

M. MRAZEC, observant que les schistes du III-e groupe sont associés aux gneiss granitiques auxquels il attribue une origine éruptive, ne maintient que deux groupes de schistes cristallins (29—30).

Plus tard, SCHAFARZIK effectua des levés géologiques détaillés de 1896 à 1898, en suivant la classification d'INKEY. Cet auteur établit cependant que dans le Retezatu il y a des granites. Dans ses rapports (42, 43, 44) qui constituent des ouvrages fondamentaux pour cette région, il s'occupe des schistes cristallins, mais décrit surtout avec beaucoup de précision les granites et les roches permo-mésozoïques.

En 1907, MURGOCI, interprétant la structure des Carpates méridionales en nappe, a considéré les schistes cristallins du Godeanu appartenant au I-er groupe de MRAZEC, comme formant un lambeau de recouvrement charrié sur les granites autochtones et leurs couverture schisteuse, cristallophyl- lienne et sédimentaire.

A l'occasion des réambulations faites pour compléter la carte au 500.000-e. de l'Institut Géologique, MM. STRECKEISEN et O. SCHMIDT ont confirmé les opinions de MURGOCI et M. MRAZEC; M. STRECKEISEN a dénommé cristallin du Lotru, le facies le plus métamorphique du I-er groupe, qui peut être divisé en plusieurs séries. Le cristallin du Parângu (STRECKEISEN) est équivalent au II-e groupe. tandis que le Mésozoïque métamorphisé est dénommé subgétique¹⁾.

¹⁾ Les exposés historiques des études géologiques dans les Carpates méridionales de MM. CODARCEA et STRECKEISEN (4, 52) nous ont permis d'entreprendre qu'un historique des plus succints.



DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

I. SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE DU LOTRU

En gravissant les crêtes arrondies de la chaîne du Godeanu ou bien le sommet du Țarcu, on trouve des schistes cristallins à métamorphisme accentué qui montrent les mêmes caractères que ceux de la région du Lotru.

SCHAFARZIK s'en est occupé sommairement, décrivant quelques types de gneiss et d'amphibolites, puis des lentilles de pegmatites. Les gneiss et les amphibolites rencontrés présentent beaucoup de ressemblance avec les roches de la série cristallophyllienne du Lotru, décrites récemment par M. GHICA (12). Ces roches à cristallinité fort prononcée ont conservé une remarquable fraîcheur ; elles offrent généralement des structures granoblastiques.

On peut distinguer divers paragneiss, des gneiss mixtes et veinés (à veines quartzoplagioclasiques), des roches amphiboliques et très peu de dolomites. Les lentilles de pegmatites qui les traversent, si caractéristiques pour la série, sont toutefois moins nombreuses que dans la vallée du Lotru où est pris le type de ce faciès.

PARAGNEISS

Ce sont les roches les plus fréquentes de la série du Lotru ; présentant une schistosité prononcée, leurs éléments (plagioclases, quartz et biotite) sont parfaitement recristallisés. Ces paragneiss contiennent parfois de la sillimanite, minéral caractéristique pour la catazone. En général, ils sont très uniformes tant par leur composition minéralogique que par leurs structures granolépido-blastiques et leurs textures schisteuses par cristallisation. Par altération atmosphérique, les paragneiss prennent une couleur rouille due aux substances limonitiques. Les paragneiss occupent la crête principale du Godeanu et du Țarcu et les arêtes qui descendent du Godeanu vers la Valea Cernei.

Dans la partie orientale de cette chaîne on trouve, dans ce que nous appellerons « zone du Borescu », des roches qui diffèrent des paragneiss typiques de la série du Lotru, constituées par des gneiss et des schistes à biotite chloritisée, ayant comme minéraux typomorphes de la staurotide et des grenats.



a) *Gneiss à biotite*. Le type le plus commun des paragneiss est représenté par un gneiss à biotite, gris ou brun roux, avec des reflets violets. Suivant la teneur en biotite il y a toute une gamme de tons plus clairs et plus foncés, variation observable parfois même dans un seul échantillon. Sous le microscope, les plagioclases et le quartz sont nettement granoblastiques; la biotite marque la schistosité.

Le quartz (20—45 %), parfois allongé suivant la schistosité, est limpide; il ne renferme que rarement des inclusions. Associé au plagioclase, il présente des contours sinueux.

Les plagioclases (30—60 %) sont frais; exceptionnellement ils sont troublés par une poudre argileuse. Déterminé à l'aide de la méthode REINHARD¹⁾ (41), avec une platine théodolite de LEITZ-WETZLAR, le pourcentage en anorthite varie entre 20—30 %. Un oligoclase à 20 % d'An semble être le plus répandu, ceci en tenant aussi compte des déterminations effectuées avec la méthode des indices de réfraction. Une seule fois, il a été mesuré une andéclase à 46—48 % d'An. Les macles ne sont pas très fréquentes surtout dans les types plus acides; on ne trouve que des macles d'après la loi de l'albite et celle du péricline, ce dernier cas étant plus rare. Ils contiennent des inclusions de quartz et de biotite et, tout à fait sporadiquement, des grenats.

La biotite (15—25 %), en paillettes brunes, est disposée régulièrement suivant la schistosité; accidentellement elle est perpendiculaire à celle-ci. Le pléochroïsme est variable et son intensité semble croître avec la teneur en inclusions d'épidote np = jaunâtre, ng = brun rouge, brun noir. Les zircons présentent toujours de petites auréoles pléochroïques. Par altération, les bords de certaines lamelles de biotite sont criblés de minéraux opaques. Dans certaines régions, ainsi dans la partie supérieure de la Valea Cârnei, la crête du Morariului, dans les vallées du Râul Șes et de Mățului, la biotite est presque complètement chloritisée, les plagioclases restant assez frais. La chlorite, une pennine à pléochroïsme très faible, contient de nombreux grains d'épidote et de minéral. La muscovite, associée à la biotite, se trouve toujours en petite quantité; ses contours sont rectilignes ou bien fortement dentelés.

Le grenat se présente en petits grains xénoblastiques ou bien en porphyroblastes déchiquetés, criblés d'inclusions de quartz, de plagioclase, de pyrite et aussi de rutile. De petites veines de chlorite le traversent.

L'épidote en agrégats granulaires accompagne parfois la biotite. Un centre brun foncé indique l'allanite. L'apatite, le zircon, la titanite, les minéraux opaques et parfois le rutile constituent les accessoires.

¹⁾ Le pourcentage en anorthite des plagioclases, mentionné dans cette étude, a été déterminé selon la méthode REINHARD.



b) *Gneiss et schistes à sillimanite*. Ils ont le même aspect que les paragneiss à biotite, tout au plus si l'on observe (quand on est averti par l'examen microscopique) une sorte d'éclat soyeux sur les faces de schistosité. Il est donc difficile de préciser leur extension. On les trouve notamment à la base de la série du Lotru, au Țarcu, Boldoveanu, Borescu ; près du sommet de Borescu Mare, SCHAFARZIK avait déjà signalé leur présence (44).

La sillimanite se présente sous le microscope en prismes assez courts, en baguettes allongées à craquelures suivant 001 mais plus souvent en paquets de fibres divergentes (fibrolite), dont le centre est occupé par des prismes courts (planche III, fig. 2). Des aiguilles, des fibres capillaires sont englobées dans le quartz. Prismatique ou baccillaire (planche III, fig. 1) la sillimanite est intimement liée à la biotite ; elle semble parfois la remplacer. Par endroit on observe une concrescence entre la biotite et la sillimanite. Enfin, il arrive que la biotite entoure la sillimanite ou bien en contienne de petites inclusions. Il est difficile de juger, d'après ces rapports, si la sillimanite s'est formée aux dépens de la biotite. On pourrait croire plutôt qu'une croissance simultanée a eu lieu. Du reste, M. HARKER (16) admet que la sillimanite en catazone ne résulte pas de la biotite. La sillimanite fibreuse (fibrolite) se trouve aussi enchevêtrée avec la biotite, ou bien elle est entourée de séricite également fibreuse. Il semble que la séricite est pseudomorphe d'après la fibrolite, mais aussi d'après la cordiérite car parfois c'est une pinite. La sillimanite peut former jusqu'à 30% de ces gneiss.

Le grenat à tendance idiomorphique est assez rare ; il forme des porphyroblastes criblés d'inclusions de quartz, de biotite, de minéral, puis de plagioclases, de sillimanite et d'apatite. Autour des grenats on trouve parfois une bordure de réaction de cordiérite, en petits grains légèrement pinitisés à auréoles pléochroïques jaunes. Le quartz et surtout les plagioclases peuvent former de grandes plages de plusieurs mm ou bien des lentilles visibles à l'œil nu ; ces types se rapprochent des gneiss veinés.

c) *Gneiss à pinite*. Près du sommet de Galbena et à Fața Borescu Mare, on rencontre des paragneiss à petits nodules vert foncé. On voit, dans les plaques minces, que ces nodules sont constitués par un agrégat micacé très fin presque fibreux, légèrement jaunâtre, qui indique la pinite. Autour du zircon, se développe de rares auréoles pléochroïques vert pâle. La pinite forme des plages accompagnées de biotite et d'un peu de sillimanite, ou bien elle se trouve englobée dans les plagioclases, qui ne sont point séricitisés. Dans un échantillon récolté au sommet de Galbena, la pinite est en concrescence graphique avec le quartz. Il est très vraisemblable que cette pinite soit formée aux dépens de la cordiérite,



INTERCALATIONS DANS LES PARAGNEISS

a) *Quartzites*. De petits lits quartzitiques schisteux, de couleur blanche ou grisâtre, se trouvent intercalés d'une manière subordonnée dans les paragneiss.

Sous le microscope, le quartz apparaît granoblastique, allongé suivant la schistosité. Il contient des inclusions de biotite et d'apatite. Quelques grains de plagioclases, des lamelles de biotite et aussi du grenat accompagnent le quartz. Les quartzites représentent des intercalations gréseuses métamorphisées avec la série des paragneiss.

b) *Schistes micacés*. Dans les paragneiss on trouve des parties très micacées ayant une schistosité plus prononcée. Les schistes micacés sont rares, on les rencontre à l'E du sommet du Godeanu et sur la crête du Morariului. Les micas sont développés en feuilles assez larges, la biotite est en concrescence avec la muscovite, sans que l'on observe que cette dernière se soit formée au dépens de la biotite ou des plagioclases.

Le grenat porphyroblastique contient rarement des inclusions de staurotide. Il est à mentionner que ce minéral n'apparaît que dans l'intérieur des porphyroblastes.

c) *Schistes à chloritoïde et grenat*. En gravissant le sommet de Gugu par son arrête W, à 60 m approximativement de la pyramide finale, on trouve des roches schisteuses de couleur verte, à nodules de grenats, ressemblant à des amphibolites. Sous forme de blocs nous les avons rencontrées sur le sentier qui longe la berge boisée de la Valea Borescului Mic, non loin du confluent de la Valea Scărișoarei.

En lame mince, le chloritoïde apparaît sous forme de prismes à contours nets, en bâtonnets ou en agrégats. Des individus maclés sont assez rares. Le pléochroïsme est faible : np = vert bleuté ; nm = bleu verdâtre ; ng = jaunâtre. Les couleurs de biréfringence dans les tons bleu violacé sont caractéristiques. (+) $2V$ approximativement 40° .

Le chloritoïde peut provenir de la staurotide par un processus rétro-métamorphique. Bien que l'on n'observe pas de relation directe entre ces minéraux on voit des relictas de staurotide dans les grenats. De semblables transformations ont été citées par HARKER (16).

Le grenat en porphyroblastes poecilites, est traversé par un réseau de chlorite. Le plagioclase forme des plages irrégulières. Le fond de la roche est formé par un très fin tissu sériciteux, contenant de petits prismes d'épidote à centre d'allanite. Des grains de minéral assez nombreux (2-3%) accompagnent le chloritoïde.



PARAGNEISS ET SCHISTES DE LA ZONE DU BORESCU

Leur aspect schisteux plus prononcé, leur couleur, frappent dès l'abord par les tons verdâtres argentés des surfaces de schistosité couvertes de muscovite et de chlorite. Ces caractères distinctifs sont dûs à ce que le métamorphisme est moins avancé que dans le reste de la série. Il est probable en plus que des phénomènes de rétro-métamorphisme se soient produits. Cette zone est constituée par des gneiss à porphyroblastes d'albite, des schistes micacés à grenats et parfois à staurotide.

a) *Gneiss à porphyroblastes d'albite*. Ces roches sont assez variables comme aspect, elles ont généralement une texture lenticulaire et schisteuse. En section transversale, on voit des nodules nacrés qui peuvent atteindre jusqu'à 1 cm de diamètre. Parfois les nodules sont à peine visibles; alors les gneiss sont presque compacts. Les plagioclases qui forment ces nodules, contiennent des inclusions de biotite visibles même à l'œil nu.

Au microscope, l'aspect des plagioclases nodulaires est nettement différent de ceux que l'on rencontre dans les paragneiss habituels. Ils se développent sous forme de porphyroblastes de dimensions variables, constituant entre 35—45% de la roche. Leurs contours sont très irréguliers, et ce n'est qu'en intercalant une lame de gypse que l'on peut se rendre compte exactement de leur limite. Une multitude de gouttelettes de quartz, de lamelles de biotite, de petits cristaux de grenats sont inclus dans les porphyroblastes. Leur composition est celle d'une albite à 3—10% d'An¹⁾. Les macles sont rares et alors selon l'albite, plus rares selon la péricline.

Très intéressante est la présence des petits cristaux de grenats dans les porphyroblastes d'albite. Sur les bords, le grenat est un peu chloritisé. Il est probable que ces grenats se sont formés en même temps que l'albite, au dépens des plagioclases plus basiques. Un phénomène semblable a été décrit par M. F. SPAENHAUER dans les Knotengneiss de la Silvretta (48). Les plagioclases apparaissent aussi sous forme de petits grains sans inclusions. Ils sont plus basiques que les albites porphyroblastiques, mais il a été impossible de préciser leur contenu en An à cause des maclations polysynthétiques très fines.

Le quartz, brisé, granulé, est disposé autour des porphyroblastes d'albite. Il forme entre 25—40% de la roche.

La biotite (25—30%) n'est pas brune comme dans les gneiss habituels; son pléochroïsme est intense (*ng* = vert foncé, olive; *np* = jaunâtre). Dans certaines roches, elle est complètement transformée en chlorite, une pennine peu pléochroïque, contenant des inclusions d'épidote.

¹⁾ Voir la notice p. 8.



La muscovite (0—5 %) accompagne la biotite ou la chlorite. Le grenat est de néoformation, il apparaît presque exclusivement dans les porphyroblastes d'albite. Les accessoires : apatite, zircon et rutile se trouvent en petite quantité.

b) *Schistes micacés à grenats*. Ils sont fréquents dans la zone du Borescu ; plus ou moins plissotés, leur structure est granolépidoblastique. Les lames de muscovite (20—25 %) disposées en bandes ondulées, sont toujours accompagnées de chlorite. Celle-ci provient de la biotite dont on peut encore distinguer des feuilles brun pâle, à sagénite. La chlorite (20—25 %) est une pennine positive, rarement négative. Le grenat est tantôt de grande taille et alors pœciloblastique, tantôt en petits grains entourés par de la chlorite. Cette chlorite se trouve sur les bords du grenat, formée soit directement soit par l'intermédiaire de la biotite. Le fond de la roche est formé par du quartz.

c) *Schistes à staurotide et grenat*. Sur la crête qui relie les sommets de Sturu et de Galbena, nous avons rencontré de rares intercalations de schistes contenant de courtes baguettes brun noir de staurotide.

La staurotide (5—15 %) est porphyroblastique avec des contours irréguliers ; elle est fraîche ou bien partiellement transformée en un minéral micacé très fin, une sorte de pinite ayant l'angle des axes optiques large. Quand cette altération est avancée, elle rappelle beaucoup la structure en mailles de l'olivine serpentinisée. Le pléochroïsme de la staurotide est faible : np = incolore ou bien jaunâtre, ng = jaune pâle. La dispersion $\rho > v$ est assez prononcée.

La muscovite, jamais abondante, est jaunâtre à cause de la limonite. Parfois elle est prismatique et sa biréfringence est peu élevée, ce qui doit présumer que ce mica blanc provient d'une pseudomorphose de l'andalousite. La sillimanite apparaît sous forme de fibrolite ; dans d'autres plaques minces se trouvent des prismes de disthène.

GNEISS MIXTES

Ils constituent les hautes falaises de Scurtele, formant une zone bien définie. En outre, on rencontre de rares intercalations de gneiss mixtes de quelques mètres dans les paragneiss.

Ces roches sont lenticulaires, oculaires ou bien formées de lits plus riches en biotite, alternant avec des bandes sinueuses, formées de quartz et de feldspath. Dans bien des cas elles se rapprochent des paragneiss, mais se distinguent par leur schistosité moins prononcée et leur pauvreté en biotite.

Le feldspath potassique est un microcline à grands cristaux de 1—2 cm



contenant des inclusions de quartz et de plagioclases. Les plagioclases inclus ont les bords plus acides. Tout autour se forment des myrmékites, qui se trouvent aussi à l'extérieur, au contact entre le feldspath potassique et les plagioclases. Parfois le microcline en petits cristaux, est disséminé dans toute la roche, ou bien il est tellement peu abondant, qu'il remplit à peine quelques fissures. A cause des minéralisateurs, le quartz et les plagioclases se développent en grains assez gros (4—5 mm). Les plagioclases à tendance porphyroblastique sont rarement maclés. Leur composition est la même que pour les paragneiss, variant entre 20—30% d'An. La biotite (5—10%) est plus foncée que dans les paragneiss. Son pléochroïsme est intense: *ng* = brun noir, *nm* = acajou, *np* = jaunâtre. Rarement on observe aussi une biotite vert foncé. Des paillettes de muscovite, de petits grains de grenats ainsi que des prismes de sillimanite ne se rencontrent que rarement. Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les paragneiss.

Ces caractères microscopiques ainsi que leur aspect mégascopique, les rapprochent des gneiss mixtes de Vidra décrits par M. ГИИКА (12); leur genèse sera discutée plus bas.

GNEISS VEINÉS

Les gneiss veinés accompagnent les gneiss mixtes, les entourent ou bien se trouvent intercalés dans les paragneiss. Ils sont caractérisés par l'absence du feldspath potassique. L'aspect des gneiss veinés est varié. Ils offrent des termes du passage entre les paragneiss et les gneiss mixtes. Des bandes claires formées de plagioclases et de quartz courent en lits parallèles à la schistosité dans les pararoches. Ces veines dont l'épaisseur ne dépasse pas 3—4 cm sont plissées ou encore rectilignes ou lentilliformes. Quand les veines sont fortement plissées, contournées-sinueuses, elles rappellent les textures *ptygmatisées*¹⁾. Parfois les minéraux se développent plus largement, les gneiss accusent alors un aspect pegmatoïde.

On peut voir, sous le microscope, que les bandes claires sont formées essentiellement de plagioclases et de quartz. Il n'y a aucune différence entre la composition chimique des plagioclases dans les veines et dans les parties foncées, le pourcentage en An variant de 20—30%.

Parfois ces gneiss ne diffèrent des paragneiss que par la présence des lentilles de quartz et de plagioclases et par la cristallisation plus avancée des éléments. Surtout les plagioclases forment de grandes plages tabulaires ou bien lenticulaires, avec des contours arrondis. Dans ces roches phanérocristallines, formées à une grande profondeur, on rencontre de la sillimanite.

¹⁾ Des textures pseudo-ptygmatisées ont été décrites par M. F. SPAENHAUER dans les Alpes (48).



En tenant compte de la classification de M. HOLMQUIST (18) les parties leucocrates peuvent se ranger dans les « syngenetische venite ». Il est probable toutefois que l'action des agents minéralisateurs a déterminé le développement micropegmatique des minéraux.

GNEISS APLITIQUES

Ces roches à peine schisteuses, arrivent parfois à former des masses d'une certaine importance dans le voisinage de la vallée du Râul Șes. Par leur couleur gris clair, elles contrastent avec les paragneiss qui sont beaucoup plus foncés. La structure granoblastique n'est pas toujours évidente. Les gneiss aplitiques sont constitués de quartz et d'albiclases (10—12% d'An). Comme produit secondaire on trouve de la chlorite, de l'épidote et parfois de la prehnite.

C'est ici que l'on peut encore ranger certaines intercalations qui se trouvent dans les paragneiss. Leurs plagioclases sont plus acides (10—15% An) et parfois le feldspath potassique est présent. Leur structure est granoblastique, donc identique à celle des paragneiss.

Sur la rive droite du Râul Șes, près du plan de charriage, on rencontre des gneiss formés presque essentiellement de plagioclases (75—85%), le quartz et la chlorite étant subordonnés. Les plagioclases sont allongés suivant la schistosité; ils contiennent 25% d'An. Ces gneiss pourraient représenter des aplites complètement recristallisées.

PEGMATITES CALCOALCALINES

Ces pegmatites très caractéristiques pour la série du Lotru, ont une extension régionale. Néanmoins dans la zone du Borescu et dans le Țarcu elles sont moins répandues. Leur mode de gisement est en lentilles, en filon-couches (planche I, fig. 3) surtout dans les paragneiss. Parfois, au contact avec la roche encaissante, il se forme une bordure de biotite (planche II, fig. 1). La présence des pegmatites n'a que peu d'influence sur les gneiss; près du contact, le grain de ces derniers est plus phanéritique, sur quelque cm d'épaisseur.

Ces pegmatites sont formées de quartz, de plagioclases, de micas blancs et parfois de feldspath potassique et de biotite. Elles diffèrent donc des pegmatites granitiques typiques. Les dimensions des éléments sont moyennes et ne dépassent pas 10—12 cm. Les feldspaths sont blancs nacrés, jamais nous n'avons rencontré des variétés roses.

Les plagioclases qui sont des oligoclases à 20% d'An présentent, sous le microscope, une fine maclation polysynthétique commençante. Les textures graphiques avec le quartz sont rares.

Le feldspath potassique est peu abondant. Dans 15 lames minces, il n'a



été rencontré que trois fois sous forme de microcline-pertithe. Les microperthites sont habituellement très fines, formant un réseau-film.

La muscovite en plaques qui peuvent atteindre jusqu'à 5—6 cm ne manque que rarement. La muscovite remplace les plagioclases, et d'une façon tout à fait exceptionnelle, ces derniers sont envahis par la muscovite, suivant les directions de clivage; finalement on ne voit plus que des relictas de plagioclases dans le mica.

Près du lac de Scurtele et dans la partie sud du Borescu Mare, les pegmatites contiennent de la tourmaline commune en concrescences avec le quartz. Au N du sommet de Micușa quelques blocs épars de pegmatite contiennent de beaux cristaux de cordiérite brun foncé, ayant un diamètre de 1—2 cm.

La cordiérite se débite suivant 001, elle est jaunâtre et partiellement transformée en pinite et en brucite, sur les bords ainsi que sur la direction des lamelles parallèles à la base (g i g a n t o l i t e). Les auréoles pléochroïques autour du zircon sont caractéristiques. A côté du quartz et des plagioclases on voit aussi de la biotite et des grenats.

Un phénomène très intéressant et caractéristique est la relation entre la composition minéralogique des pegmatites et celle des schistes cristallins qui viennent à leur contact. Ces pegmatites en plus de la cordiérite sus mentionnée contiennent des cristaux de grenats, des fibres de sillimanite de la hornblende, voir du diopside et de la cummingtonite quand les schistes contiennent ces minéraux. Cette dépendance indique que les pegmatites proviennent par une différenciation métamorphique dans le sens que lui donne M. ESKOLA (9). M. GHICA a déjà relevé, pour les pegmatites de la région du Lotru, qu'elles ne sont point d'origine juvénile (12). Il les compare aux pegmatites calcoalcalines de Madagascar décrites par M. LACROIX et admet, comme cet auteur, une hypothèse de DALY: « During intensiv regional metamorphism especially of the dynamic kind deapseated rocks charged with much interstitial water reach the relatively low temperature at which minerals coresponding to the quartz-feldspar eutectic go into solution with the water and other volatile ».

Il faut aussi remarquer que les pegmatites de la série du Lotru ne sont pas liées à des massifs intrusifs. Jusqu'à présent du moins on n'a pas observé que les pegmatites de la série du Lotru soient en relation avec des roches granitiques.

ROCHES AMPHIBOLIQUES

Sous ce titre nous groupons les péridotites, les diorites, les amphibolites et gneiss amphiboliques de la série du Lotru. Les péridotites accompagnent les amphibolites, toutefois leur extension est des plus locales. Les diorites



et certaines amphibolites peuvent se présenter en massifs; quant à la majeure partie de ces roches (les amphibolites) elles forment des intercalations concordantes autant dans les paragneiss que dans les gneiss mixtes et veinés.

PÉRIDOTITES

Ces intéressantes roches n'apparaissent comme pointement que dans la bordure supérieure du cirque glaciaire de Borescu Mare, pour se continuer en blocs épars sur la plate-forme du Borescu. Sous forme de blocs on les rencontre aussi non loin de Tucila.

a) *Pointement de Borescu.* Là les péridotites sont de couleur vert noir, légèrement schisteuses, aussi à première vue on les prendrait pour des amphibolites. Toutefois l'amphibole a un éclat particulier et parfois on peut voir des granules vert clair d'olivine. L'aspect est très frais; une serpentinisation superficielle est tout à fait exceptionnelle.

La hornblende actinolitique (50—70%) forme des prismes allongés ou bien des amas de cristaux xénoblastiques (planche IV, fig. 2), parfois pœcilitiques avec l'olivine qui est englobée dans la hornblende ou bien traversée par celle-ci. La hornblende actinolitique est légèrement verdâtre à peine pléochroïque; son extinction comporte de 15 à 16°. Elle remplace les pyroxènes, mais son aspect n'est pas semblable à celui des ouralites habituelles. On observe des relicttes de pyroxène rhombique partiellement transformés en hornblende actinolitique et en talc. Nous avons pu déterminer, dans un seul cas, de l'hyperstène. L'olivine (20—40%) présente des contours irréguliers; elle est très peu réticulée par des veinules de chrysolite. Des paillettes de brucite incolore, situées dans les interstices, proviennent de l'altération de l'olivine. Le spinelle (2—5%) vert foncé ou vert jaune ne fait jamais défaut, il est probablement d'origine magmatique.

b) *Péridotites de Tucila.* On y rencontre des roches d'un gris foncé tirant sur le vert, à nombreuses écailles d'un minéral micacé qui est de la brucite. On voit, au microscope, des cristaux d'olivine traversés par de longues baguettes d'anthophyllite qui se sont formées à ses dépens. Par altération de l'olivine il s'est produit ultérieurement de la brucite. L'olivine n'est presque pas serpentinisée; la chrysolite provoque rarement une structure en mailles.

L'anthophyllite se présente en fibres isolées, en prismes ou en longues baguettes incolores. 2V est large, la bisectrice aigue est *np*, ce qui indique une anthophyllite magnésienne (gédrite). Par surcroît, il y a formation de talc aux dépens de cette gédrite.

La trémolite, assez rare, est aussi fibreuse, elle est en outre en concrescence avec l'anthophyllite. La brucite disposée en nids ou dans les



interstices, est entourée aussi de relictas d'olivine. La brucite est lamellaire et parfois finement maclée. La dolomite à plages irrégulières contient de petits grains d'olivine, des fibres d'anthophyllite et du talc. Elle accuse dans certains cas un aspect fibreux qui semble provenir d'une pseudomorphose d'après l'anthophyllite.

ROCHES DIORITIQUES

Elles constituent un massif à contours irréguliers, situé au N du Boreșcu Mare. Les roches rencontrées peuvent être attribuées à des diorites à hornblende, parfois quartzifères, et à des hornblendites (méladiorite) qui représentent une différenciation basique du magma dioritique ; en plus, on trouve des séparations leucocrates formées de quartz et de plagioclases.

Les diorites à hornblende sont phanérocristallines, presque pas schisteuses, tandis que les hornblendites ont une texture orientée. La nature éruptive de ces roches est confirmée, au microscope, par leurs structures nettement holocristallines (planche IV, fig. 1).

Les plagioclases ont parfois des contours rectilignes, ils sont séricitisés et contiennent des granules d'épidote. Les termes plus acides sont moins altérés, aussi a-t-il été possible de déterminer au théodolite une andésine à 35 % d'An.

La hornblende prismatique, généralement actinolitique, présente une teinte gris vert tirant sur le brun ; c'est parfois une hornblende commune vert foncé. Dans les méladiorites, la hornblende semble être ouralitique. L'angle d'extinction varie de 15° à 19°, 2V approx. de 70°. La biotite transformée en chlorite et épidote n'apparaît que rarement. L'épidote, assez abondante, entoure parfois l'allanite qui est transformée en un minéral brun, presque opaque.

AMPHIBOLITES

Leur apparition est capricieuse, car elles sont assez rares dans certaines régions, notamment dans la zone du Boreșcu ou bien encore sur le versant S du Țarcu. Il a été impossible de séparer sur la carte tous les affleurements d'amphibolites à cause de leur faible épaisseur et de leur alternance répétée avec les paragneiss.

a) *Amphibolites ultrabasiques*. On ne les rencontre qu'en blocs épars sur la plate-forme du Boreșcu Mare, associées aux péridotites. Ces amphibolites parfaitement schisteuses, de couleur vert clair, contiennent de grands cristaux prismatiques, de 4—5 cm de longueur, de couleur gris clair. L'examen microscopique n'a pu préciser la nature de ce minéral, car il est complètement transformé en un agrégat micacé et chloriteux. Le fond de la roche est granoblastique formé de plagioclases et d'hornblende actinolitique.

Les plagioclases appartiennent à une bytownite à 75—90% d'An. Ils sont frais et présentent de fort belles macles polysynthétiques suivant l'albite et la péricline. Les structures zonaires sont rares ; dans un cas le noyau contient 70% d'An et la partie externe 80%.

La hornblende actinolitique est vert gris, presque pas pléochroïque ; elle dérive probablement d'un pyroxène. De petits grains de zoïsite sont logés dans les interstices.

b) *Amphibolites à plagioclases*. La plus grande partie des amphibolites appartiennent à ces types. Elles sont de couleur vert foncé ; leurs textures sont schisteuses quand elles se trouvent intercalées dans les paragneiss et elles présentent un aspect presque massif quand elles sont associées aux gneiss mixtes. Rarement les amphibolites sont rubanées par la présence de lits clairs où dominent les plagioclases, ou tachetées quand, sur le fond de la roche, se forment des nids constitués par de la biotite et des plagioclases. La hornblende et les plagioclases forment une structure granoblastique identique à celle rencontrée dans les paragneiss.

La hornblende (45—60%), en prismes allongés, est disposée parallèlement à la schistosité, ou bien elle constitue des amas granuleux. Le pléochroïsme est variable comme intensité : *np* = jaune vert, *nm* = vert clair, *ng* = vert foncé—vert bleu. Des variétés vert bleu ont un pléochroïsme atténué (*c*: *ng* entre 14—17°).

Les plagioclases en grains allongés, presque toujours frais, forment 40—50% de ces roches. Leur composition, déterminée à la platine théodolite, comporte 30—45% d'An. Les macles sont assez nombreuses suivant l'albite et la péricline. Dans la zone de Borescu, les plagioclases sont transformés partiellement en épidotes et séricites. La hornblende est porphyroblastique, ces roches ressemblant aux « Hornblendengarbenschiefer ».

Le grenat, en porphyroblastes déchiquetés ou en petits grains xénomorphes, est parfois présent. Il est accompagné habituellement par du quartz. Ces amphibolites à grenats ont une extension tout à fait locale, par ex. dans la région de Scărișoara et sur le versant S du Borescu Mare.

La biotite, assez rare, figure du reste en tant qu'accessoire. Parmi ceux-ci, la titanite est la plus fréquente ; elle contient souvent du rutile ou bien de l'ilménite. L'apatite, en petits prismes, est moins abondante, le zircon et l'allanite sont exceptionnels. Les minéraux secondaires sont l'épidote et la chlorite.

Les amphibolites intercalées dans les gneiss mixtes et veinés sont plus recristallisées. La structure granoblastique n'est pas très évidente, elle rappelle celle des roches intrusives. Les plagioclases arrivent à former jusqu'à 60% de la roche. Ils ne sont pas plus acides que dans les amphibolites communes, leur teneur en An variant de 30 à 50%. À côté des

macles habituelles (albite, péricline) l'association Manebach a été observée une seule fois. Les plagioclases corrodent parfois la hornblende et en contiennent aussi des inclusions. La hornblende a des contours irréguliers, son pléochroïsme est intense, ayant une teinte bleutée plus franche sur les bords. La biotite, qui ne manque jamais, accompagne la hornblende et semble se former aux dépens de celle-ci.

On rencontre assez rarement des amphibolites riches en hornblende actinolitique (80%) ayant peu de plagioclases, ou bien des hornblendites à hornblende actinolitique et biotite. Parmi les amphibolites situées dans la Valea Galbena se trouve une lentille de schistes actinolitiques.

c) *Amphibolites à épidote*. Elles apparaissent sous forme de petites bandes vert clair ou bien d'intercalations peu épaisses dans les amphibolites. L'épidote, sans contours cristallographiques, en amas lentilliformes, s'est formé aux dépens des plagioclases qui disparaissent presque complètement. Dans ce cas, certaines couleurs anormales de biréfringence bleu foncé, indigo ainsi que $c:ng$ 20° — 23° indiquent une clinozoïsité qui peut former jusqu'à 60% de la roche.

Les rares pointements d'amphibolites de la zone de Boreescu appartiennent généralement à ce type. La hornblende (60—70%) présente des contours déchiquetés, elle contient de petits grains de titanite et un peu de chlorite se forme sur ses bords. La calcite forme de petites poches, à moins qu'elle ne se trouve disséminée dans toute la roche.

d) *Amphibolites à cummingtonite*. Ces amphibolites, de couleur brun clair, sont associées à des gneiss à anthophyllite. Une bande étroite d'amphibolite intercalée entre les paragneiss, se poursuit de Micușa jusque dans le cirque glaciaire de Scurtele. On les trouve aussi dans la Valea Vlașului, sous forme d'intercalation de quelques cm d'épaisseur dans les paragneiss. Elles sont formées uniquement de plagioclases et de cummingtonite (planche III, fig. 3). Les structures granoblastiques sont les plus fréquentes, mais parfois on trouve des roches phanéritiques, grenues, qui offrent l'aspect des gabbros.

La cummingtonite se développe tantôt en baguettes, longues de 5—6 cm d'une teinte brune tirant sur le vert, disposées capricieusement, tantôt en agrégat radiaire ou encore en courts prismes brun clair. En lames minces, elle est légèrement jaunâtre, presque incolore. Les prismes et les baguettes sont assez souvent maclés suivant 100 (planche III, fig. 4). On observe des craquelures suivant 001.

Les indices de réfraction déterminés par immersion (17) sont les suivants : $ng = 1.669$, $np = 1.640$. La biréfringence est donc de 0,029. L'angle d'extinc-

tion, varie entre 16° — 19° . (+) $2V = 86$ a été déterminé à l'aide de la platine théodolite. La dispersion est prononcée, comprenant $\varrho < v^1$).

Une biotite brun clair ainsi que des grenats en petits grains apparaissent accidentellement. Les accessoires sont l'apatite, le zircon et les minerais.

Dans le cirque glaciaire de Scurtele, nous avons trouvé des amphibolites à hornblende commune et à cummingtonite. Les plaques minces de ces roches laissent voir les relations entre ces minéraux. La formation de la cummingtonite aux dépens de la hornblende est mise en évidence par une décoloration partielle de celle-ci. Ce fait confirme l'opinion d'ESKOLA (8) sur la genèse de certaines cummingtonites d'Orijärvi, qui seraient produites par des processus secondaires dans lesquels le magnésium et le fer auraient augmenté en quantité par rapport au calcium.

GNEISS À ANTHOPHYLLITE

On les trouve accompagnant les amphibolites à cummingtonite, dont on ne peut les séparer et sous forme d'affleurements isolés dans la Valea Cârnei (P. Bisericii) et dans la vallée qui descend du Morariului jusque dans la Valea Măţului²). L'anthophyllite est prismatique, assez foncée, brun vert ou bien brun clair, ce qui prête à des confusions avec la cummingtonite. Sous le microscope, l'anthophyllite (25—30%) se présente en prismes courts, avec des clivages prismatiques et des craquelures suivant 100 (planche III, fig. 5). Des porphyroblastes à structure en écumoire ne sont pas rares. Nous n'avons pas rencontré les variétés fibreuses, très fréquentes. Le pléochroïsme est faible: ng = jaune brun — jaune clair, np = jaunâtre. Les variétés brunes sont incolores, en lames minces.

Chez les variétés foncées d'anthophyllites, les indices de réfraction déterminés par immersion sont les suivants: $ng = 1.639$, $np = 1.622$, $ng - np = 0.017$. L'angle des axes optiques (+) $2V$ déterminé à l'aide du théodolite varie entre 76° et 80° .

Sur ses bords l'anthophyllite semble être remplacée par de la chlorite, mais celle-ci pourrait bien provenir de la biotite qui entoure assez souvent l'amphibole. La cummingtonite est présente exceptionnellement. Nous n'avons pas observé de concrescence entre l'anthophyllite et la cummingtonite, dans le genre de celles mentionnées par ESKOLA dans la région d'Orijärvi.

La cordiérite 5% n'a été observée qu'une seule fois. Elle se trouve dans le voisinage de l'anthophyllite. Les auréoles jaunes autour des zircons sont caractéristiques, le maximum d'intensité coïncidant avec np de la cor-

¹) Tous les caractères mentionnés se rapprochent beaucoup de ceux que donne A. WINCHELL (61) pour la cummingtonite.

²) Dans les environs du lac de Scărișoara, SCHAFARZIK les a décrit comme des gneiss à staurotide (44).

diérite. Celle-ci est altérée en pinite qui forme un réseau très fin. La cordiérite contient du quartz vermiculé. Les plagioclases (35—55%) accompagnés par du quartz (15—25%) sont rarement maclés; ils sont plus acides que dans les amphibolites, leurs compositions variant entre 16 et 20% d'An.

GNEISS À HORNBLLENDE

Le contact entre les paragneiss et les amphibolites n'est pas net; on observe un passage qui se fait par les gneiss à hornblende. Outre les éléments constitutifs des paragneiss, apparaît une hornblende commune en concrescence avec la biotite. La transition est encore plus évidente entre les gneiss mixtes et les amphibolites. Les gneiss contiennent une hornblende souvent incolore, aux bords légèrement verts; les contours sont dentelés ou arrondis par réaction avec les plagioclases.

ORIGINE ET MÉTAMORPHISME DES ROCHES AMPHIBOLIQUES

Certaines de ces roches sont nettement éruptives du fait de la présence de minéraux caractéristiques qui se trouvent dans les péridotites (olivine, pyroxènes rhombiques etc.), ou du fait de leur structure et mode de gisement (diorites).

Les amphibolites ultrabasiques liées aux péridotites et les hornblendites sont d'origine éruptive, mais pour la majorité des amphibolites nous ne disposons pas d'indices toujours sûrs. Elles ne contiennent pas comme relictés les minéraux typiques des gabbros et des péridotites.

Il est parfois très difficile de juger d'après les structures, dans une série aussi métamorphisée que celle du Lotru, s'il s'agit réellement d'une roche éruptive basique ou bien d'un sédiment métamorphisé. Ainsi, une roche à diopside, hornblende et plagioclase, provenant de la transformation d'un calcaire (voir page 24 et planche III, fig. 6) peut présenter une structure rappelant celle d'une roche éruptive intrusive. Les amphibolites situées entre les gneiss mixtes sont généralement phanéritiques et par leurs structures, telles que le microscope les révèle, elles affectent l'aspect d'orthoamphibolite. On ne saurait cependant affirmer que ces amphibolites de cette zone ont les structures des roches intrusives. Là où le métamorphisme est moins accentué, comme dans la zone du Borescu, ces amphibolites montrent des caractères assez nettement sédimentaires. Certaines roches se rapprochent, par leur structure, des « Hornblendengarbenschiefer », d'autres contiennent encore de la calcite.

Si l'on tient compte de leur mode de gisement, on voit que les amphibolites du Godeanu forment des intercalations concordantes dans les paragneiss. Elles pourraient donc représenter des bancs



marneux dans une série argileuse; on peut aussi se demander si ces amphibolites proviennent de roches effusives ou de leurs tufs. Cette hypothèse est admise par M. VENDL pour expliquer la genèse des amphibolites du Surian (58). L'origine éruptive n'est pas acceptable, car les structures des diabases ou des tufs semblent faire totalement défaut. Les roches éruptives qui accompagnent les amphibolites sont intrusives, et du reste M. VENDL lui-même ne décrit que des péridotites et des serpentines dans le voisinage des amphibolites.

Les amphibolites sont liées aux paragneiss par des termes de passage, qui sont les gneiss à hornblende. Quant à la concordance des paragneiss avec les amphibolites, elle est très fréquente, ayant été observée par MM. GHICA et VENDL aussi dans d'autres régions où la série du Lotru est présente. En outre, cette concordance et les alternances répétées excluent la possibilité que les amphibolites soient venues ultérieurement. Les structures granoblastiques et les textures schisteuses, par recristallisation, des amphibolites sont fort semblables, sinon identiques, à celles des paragneiss. Il est certain que le métamorphisme principal s'est donc effectué en même temps pour les paragneiss comme pour les amphibolites.

En ce qui concerne les diorites, leur discordance montre qu'elles sont plus jeunes que les paragneiss. Elles ne sont point recristallisées et conservent leur structure éruptive première, ce qui indique que l'intrusion de ces roches est postérieure au métamorphisme.

Les péridotites ont subi, dans une certaine mesure, les effets du métamorphisme régional. Celles de Tucila présentent la transformation de l'olivine en anthophyllite et en trémolite, ce qui doit être attribué au stress. Le développement d'une hornblende actinolitique incolore dans les péridotites du Boreescu n'est pas aussi concluant; de même, le spinelle présent, peut être considéré d'origine magmatique.

DOLOMITES ET ROCHES À SILICATES

On les trouve disséminées en petites lentilles dans les paragneiss. Autour des dolomites, le sol est brun rouge, ce qui attire immédiatement l'attention. L'affleurement de Valea Măţului et celui du lac de Gugu méritent une description plus détaillée.

a) *Dolomites de la Valea Măţului.* Cet affleurement est situé près de l'embouchure d'un torrent qui descend du cirque de Morariu dans la Valea Măţului, à proximité d'une lentille de pegmatite. Les dolomites forment deux petits pointements accompagnés de roches à silicates. Les dolomites à grains assez grossiers sont rarement pures, elles se chargent de diopside,



de hornblende actinolitique et de pyrrhotine, ou bien elles contiennent des grains arrondis de forstérite un peu altérée en une substance brun jaune. La forstérite s'est formée au cours d'un déficit de SiO_2 .

Des roches à silicates, presque totalement décarbonatées, forment des bandes assez importantes de quelques mètres d'épaisseur. On voit aussi des surfaces tapissées de quartz et d'actinolite, cette dernière en prismes de plus de 10 cm de longueur. Les roches sont constituées de diopsides, d'actinolites et de feldspath potassique, le quartz et les micas étant subordonnés. La structure est granoblastique, porphyroblastique, rappelant celle des cornéennes.

Le diopside peut former des cristaux opaques, vert clair, de plusieurs centimètres de longueur. Sous le microscope, il apparaît sous forme de plages ou de porphyroblastes à contours arrondis et à craquelures suivant 001 ($c:ng = 39^\circ$). Le diopside est remplacé, sur ses bords, par une actinolite presque incolore. Celle-ci apparaît aussi en prismes et en porphyroblastes, mais contient rarement des inclusions de pyroxène. L'extinction $c:ng$ varie entre $14-18^\circ$. Les auréoles vertes autour des zircons sont nombreuses.

Le feldspath potassique, sous forme de microcline, à macles grillagées, est disséminé en grains isodimensionnels dans toute la roche. Le plagioclase, assez rare, est disposé en bandelettes.

Un minéral très réfringent se trouve groupé autour de la pyrite, ou bien il remplit les interstices. Il est fréquemment zonaire et ses couleurs de biréfringence passent de l'indigo au bleu de Prusse ou même à des tons vert olive. Quoique ce minéral soit généralement uniaxe positif, il n'est pas exclu qu'il représente de l'idocrase.

La muscovite peut devenir abondante (50%); elle est accompagnée alors par de la biotite brun rouge. Un mica blanc semble provenir d'une pseudomorphose. ($-$) $2V$ varie entre $10-15^\circ$.

La phlogopite est partiellement remplacée par une chlorite assez biréfringente du groupe de la leuchtenbergite. Un schiste amphibolique a été récolté parmi les roches à silicates. C'est une roche à hornblende commune, biotite, séricite formée aux dépens des plagioclases, zoïsite et titanite.

b) *Calcaires dolomitiques du lac de Gugu*. Dans la paroi NE du Gugu, à une altitude de 2.100 m, une bande de calcaires peu épaisse se trouve intercalée entre des gneiss et des amphibolites. Dans une série de lames minces, on peut voir des calcaires presque purs passant à des types de plus en plus riches en silicates et jusqu'à des roches à diopside, hornblende et plagioclases.

Les calcaires cristallins contiennent quelques grains arrondis d'actinolite à inclusions de quartz vermiculé, ensuite des plagioclases entourés de biotite et de clinozoïsite. Quand certaines parties contiennent de l'amphibole en



plus grande quantité, l'actinolite est remplacée par une hornblende actinolitique accompagnée par des traînées de titanite fusiforme.

Dans d'autres lames minces, la calcite fait totalement défaut et parfois les structures rappellent celles des roches intrusives (planche III, fig. 6). Le diopside, légèrement verdâtre, a l'extinction *c:ng* entre 39° — 41° ; il est entouré, pénétré, par une hornblende commune à contours rentrants, quand cette dernière vient en contact avec le pyroxène. Les plagioclases en grains arrondis peuvent aussi former de grandes plages présentant de belles macles. Dans d'autres affleurements, on rencontre des dolomites à actinolites ou à diopsides; elles contiennent parfois exclusivement de la chlorite sphérolitique. Plus rarement on trouve des marbres à phlogopite ou à trémolite. Des roches ayant un aspect phylliteux contenant du graphite, ou bien des calcschistes à biotite accompagnent les dolomites.

Toutes ces roches à silicates ne peuvent être considérées comme ayant été produites par métamorphisme de contact, car elles ne se trouvent pas dans le voisinage d'un massif éruptif. De même, la wolastonite et les grenats, minéraux caractéristiques pour le métamorphisme de contact, font totalement défaut. Tous ces calcaires dolomitiques et dolomites à silicates s'encadrent dans les roches décrites par M. HARKER dans son chapitre XVI (16). Il s'agit d'un métamorphisme régional qui s'est produit à une grande profondeur.

MYLONITISATION DE LA SÉRIE DU LOTRU

La série du Lotru constituant une masse charriée, il est naturel que des phénomènes de mylonitisation puissent être observés à sa base. L'intensité de cette mylonitisation varie, les différents degrés dépendant dans une grande mesure des divers types de roches.

Les gneiss veinés ont subi les déformations mécaniques les plus intenses. La nature hétérogène et le développement phanérocristallin des éléments ont déterminé en partie la formation des mylonites. La mylonitisation des gneiss veinés est progressive, et l'on peut suivre sur le terrain les termes allant des roches n'ayant pas été soumises à des actions mécaniques aux ultramylonites. On peut observer, dans plusieurs séries de lames minces, tous les stades de l'écrasement et du laminage¹⁾. L'aspect des mylonites étant fort varié, nous n'en décrivons qu'une partie.

¹⁾ On a suivi les définitions que donne M. P. NIGGLI dans son chapitre « Vorwiegend rupturale Deformation » pg. 218-230. GRUBENMANN und P. NIGGLI (15). Ce chapitre se base en partie sur les observations de P. TERMIER « Sur les mylonites de la région de Savone *C. R. Acad. Paris*, t. 152, 1929, et celles de M. R. STAUB dans *Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich* 60, 1915.



Au début, l'écrasement n'est visible qu'au microscope. C'est le quartz et la biotite qui ont été déformés les premiers. Le quartz présente des extinctions fortement ondulées, qui peuvent rouler avec une différence de 40° . L'on observe parfois une striation disposée parallèlement à np' (Böhmsche Streifung). Par endroits le quartz est traversé par des fissures. Avec de forts grossissements, on voit que ces fissures sont remplies de grains très fins; c'est le commencement du morcellement. Sur les bords, une granulation assez grossière se manifeste comme l'effet d'une recristallisation partielle qui s'est effectuée après le broyage. En même temps les paillettes de biotite sont tordues, ployées; les sections basales présentent aussi des extinctions roulantes. Les plagioclases sont, par contre, beaucoup plus résistants.

Les gneiss deviennent mylonitiques par laminage¹⁾. Sur leurs surfaces, la biotite apparaît en très petites lamelles et les plagioclases affectent la forme de lentilles. Les plans de schistosité sont luisants, comme enduits de cire. Quant aux veines, elles ont un aspect mat et présentent des parties sériceuses verdâtres. Sous le microscope, les plagioclases apparaissent très frais. Ils ont été entraînés par les mouvements qui se sont produits et présentent des contours arrondis dûs aux déplacements (planche V, fig. 1). Le quartz est partiellement granulé; la biotite se transforme en séricite ou en chlorite saupoudrée de minerais. Sur la fig. 2, planche V, le morcellement graduel du quartz est mis en évidence. Il semble aussi qu'un étirement se soit produit. Les plagioclases, entraînés par les mouvements et roulés, ont les contours complètement arrondis. La biotite est réduite à une séricite brun clair pléochroïque (séricite biotitique). Les gros cristaux de plagioclases des venites sont transformés en phénoclastes de différentes grandeurs (planche V, fig. 3), qui nagent, qui sont noyés dans un tissu de quartz, de séricite biotitique, de séricite et de minerai intimement mêlés. La mylonite prend l'aspect d'une roche porphyrique à texture fluidale, mais seulement lorsqu'on l'examine au microscope. L'échantillon présente des surfaces ondulées d'un brun violacé, où se trouvent logées des lentilles de plagioclases.

Dans un stade plus avancé²⁾, les mylonites deviennent compactes, aphanitiques, et l'on n'observe que de rares grains nacrés de plagioclases, extrêmement petits (1 mm). Dans les plaques minces, on distingue assez

¹⁾ Nous avons eu le privilège de pouvoir comparer notre collection avec une fort belle série de mylonites des Alpes appartenant à M. REINHARD (voir M. REINHARD et PREIS-SWERK. Über granitmylonite im Aiguilles-Rouges Massivs W. Wallis) *Verh. Nat.forsch. Ges. Basel*, 38, 1927) ainsi qu'avec des gneiss mylonitisés de la Silvretta qu'étudiait parallèlement M. E. WENK.

²⁾ Comme on trouve une transition entre les différentes mylonites nous n'avons pas cru nécessaire de suivre une classification rigoureuse; aussi le degré du laminage y est seulement mentionné.



souvent une mylonitisation sélective. Le laminage est plus intense sur certains plans de schistosité, devenus plans de glissement (Gleitfleichen). Dans la partie supérieure de la fig. 1, planche VI, les phénoclastes de plagioclases sont encore nombreux, tandis que dans la partie inférieure se trouvent des bandes étirées, formées de séricite et d'épidote mêlées à des débris de quartz et de plagioclases.

Le laminage devient si prononcé, qu'à l'œil nu on ne peut plus distinguer aucun minéral. Les ultramylonites sont compactes et à cassure esquilleuse; elles ont une teinte vert pâle, gris ou brun vert homogène à moins qu'elles ne présentent des rayures, des bandes vert foncé tirant sur le violet ou gris foncé alternant avec des bandes plus claires. Des lames minces d'ultramylonites montrent même, examinées à la lumière naturelle, une texture linéaire, fluidale (planche VI, fig. 2), due à l'alternance de petites bandes claires, presque limpides, avec d'autres bandes brunes tirant sur le gris. Des relictas de porphyroclastes lentillés semblent entraînés comme par une coulée. En croisant les nicols, on voit que les bandes claires sont du quartz pulvérisé, et en partie de la séricite et de la chlorite, tandis que dans les zones foncées, qui semblent opaques sous de faibles grossissements, on peut y distinguer de rares grains d'épidote et de titanite. Sous de forts grossissements, cette masse foncée se montre être constituée d'épidote. Les lentilles qui ne dépassent pas 0,03 mm de diamètre sont des plagioclases frais surnageant encore dans ces débris et résistant à la désagrégation mécanique. On peut très bien distinguer dans la planche VII, fig. 1, des bandes de quartz, souvent étirées, et des parties foncées formant un fin tissu de séricite, biotite, chlorite, quartz et épidote, auxquels viennent s'ajouter de petits chapelets de grenats. Les plagioclases en grains arrondis gardent leur limpidité. Ils sont disposés aussi séparément. Dans cet exemple plus particulièrement, la texture rubanée et la disposition litée des minéraux sont dues aux mouvements différentiels.

« Dabei ist eine gewisse Separation der den Bewegungen gegenüber sich verschieden verhaltenden Mineralien eine ausserordentlich häufige Erscheinung: insbesondere die blättrigen Mineralien bilden gerne Züge für sich, die voneinander getrennt sind durch Quarz — und Feldspat — trümmern zonen ». NIGGLI (15, page 226).

Quand le laminage est poussé à l'extrême, les porphyroclastes sont broyés et les minéraux tellement pulvérisés que leur détermination devient malaisée du fait de leur aspect quasi sous-microscopique (purée parfaite, TERMIER) (planche VI, fig. 3).

Les mouvements sont parfois si violents qu'ils plissent et ensuite laminent ces ultramylonites. On observe, au microscope, des diaclases, de véritables microfailles (planche VII, fig. 2), produites par les tensions. Ces diaclases sont remplies de petits grains de quartz qui ont été à leur

tour pulvérisés. Les parties brunes tirant sur le noir se comportent comme une substance amorphe. On n'y décele que de petits grains d'épidote.

Les phénomènes de mylonitisation que nous venons de décrire sont observables à la base de la série du Lotru, dans la région comprise entre Roscol, Gugu et Valea Branului, sur une distance de 1,5 km vers le S. L'intensité de la mylonitisation croît vers la surface de charriage. Les mylonites ne forment cependant que des zones en relais, jamais bien épaisses, qui peuvent atteindre au maximum 100—150 m. Ces zones de laminage intense, dont l'extension latérale est toujours réduite, se trouvent au contact immédiat avec le substratum, à quelques dizaines de m, ou bien encore plus à l'intérieur; entre les paquets de roches fortement laminées alternent des gneiss très légèrement écrasés. On peut observer un beau développement de mylonites dans la région de Roscol, ainsi qu'une série intéressante à partir de la cote 1780, en suivant le sentier menant vers la cascade de la Valea Măţului. Parfois le passage des gneiss cataclasés aux ultramylonites est rapide, s'effectuant sur quelques mètres comme par exemple à l'W de Stâna Branului ou bien tout près de la Valea Branului, dans le torrent qui vient du petit cirque glaciaire de Branu, situé au SW de la bergerie.

Les gneiss mixtes se trouvent à plusieurs km de la ligne de charriage, aussi la cataclase n'y est-elle pas trop prononcée.

Les gneiss apliques se comportent autrement sous l'action des forces dynamiques. Celles-ci ne réussissant pas à orienter les éléments par étirement, il ne se produit qu'un écrasement sur place. Le quartz et les plagioclases ne sont que partiellement fragmentés, leurs contours étant plus ou moins anguleux; il en résulte une sorte de microbrèche avec des éléments de différentes grandeurs. Par endroits, le quartz fond en une multitude de petits grains, alors que dans d'autres parties il atteint jusqu'à 1 mm en diamètre. Dans ce dernier cas, les phénomènes de tension restent les mêmes que ceux décrits plus haut. Les plagioclases sont ployés ou bien présentent de petits plans de glissement, sans s'en détacher, phénomène mis en évidence par les macles.

Les paragneiss, eux aussi légèrement éprouvés, ne donnent pas naissance à des mylonites proprement dites. Ils deviennent néanmoins plus foncés, verdâtres; les minéraux micacés ne peuvent être distingués que difficilement et la roche prend un ton mat. On peut se rendre compte au microscope que les micas supportent les premiers les actions mécaniques; ils sont en effet d'abord ployés, puis transformés en sérinite. Le quartz présente des extinctions onduleuses prononcées, étant rarement granulé. Les plagioclases ne sont presque pas influencés. De tous les paragneiss, ceux à porphyroblastes d'albite ont été les plus éprouvés par des phénomènes mécaniques. Les mouvements différentiels n'ont pas eu à surmonter



de grandes résistances, les plans de glissement ayant utilisé les surfaces de schistosité marquées par les micas.

Les amphibolites sont très résistantes au broyage, ce qui a été aussi observé pour les amphibolites de la Silvretta (48). La hornblende a des extinctions roulantes ; elle devient lentilliforme par laminage. Sur les plans de glissement se forment des traînées d'épidotes.

Les diorites accusent une cataclase peu prononcée. Leurs plagioclases sont ployés (planche IV, fig. 1) et brisés, et de la hornblende se détachent des paquets de fibres divergents ; le quartz n'est que rarement granulé. La cataclase atteint, d'une manière presque égale, les différents minéraux.

Les pegmatites laissent voir des phénomènes de cataclase observables même à l'intérieur de la série, car la grandeur des éléments les a favorisé. Le quartz, soumis aux tensions, d'abord traversé par des systèmes de fissures très fines, parallèles, est ensuite granulé. Les plagioclases présentent parfois des extinctions onduleuses tout comme le quartz. Le plus souvent les cristaux sont fracturés et disloqués. Les lames de mica sont déformées, ployées et brisées.

Les phénomènes de cataclase mentionnés sont développés à la base de la série du Lotru ; parfois observables à plus de 3 km du plan de charriage, ils sont très réduits dans d'autres cas. Les mylonites, dont l'extension est limitée près de la surface de charriage, se trouvent rarement plus à l'intérieur. Des zones locales de glissement plus intenses sont réparties dans toute la région, notamment dans le Boreescu, où elles se trouvent dans le voisinage du massif dioritique, ainsi que dans les cirques glaciaires de Boreescu et de Galbena.

CONSIDÉRATIONS SUR LA GENÈSE DE LA SÉRIE DU LOTRU

Dans son ensemble, la série cristallophyllienne du Lotru représente un complexe de sédiments argileux avec des intercalations marneuses, rarement dolomitiques et quartzeuses, métamorphisées dans une région géosynclinale profonde. L'uniformité du complexe indique que les sédiments se sont déposés dans une zone bathiale, toutefois la présence des dolomites démontre que le milieu de sédimentation ne présentait pas une profondeur constante et uniforme.

Ce complexe sédimentaire a été soumis à un métamorphisme géothermique progressif. La cristalloblasthèse parfaite des éléments, les structures tranquilles indiquent, comme M. A. STRECKEISEN (5) l'a déjà fait remarquer, que la cristallisation a été lente et qu'elle s'est effectuée sous des conditions statiques dans la catazone et en partie aussi dans la mésozone.



D'après les analyses existentes des pararoques (58), le caractère argileux du complexe est tout à fait évident. Il est utile de suivre la classification de M. HARKER (16) et de distinguer dans la série argileuse une zone à sillimanite et une zone à staurotide et à grenats¹⁾, comprenant les divers paragneiss et schistes de la série. La zone à sillimanite occupe la partie centrale du Godeanu ; quant à la zone à staurotide et à grenats, elle est limitée à la zone du Borescu. Les bancs marneux intercalés dans les dépôts argileux ont donné naissance aux amphibolites, dont la genèse a été discutée plus haut (page 21).

Nous venons d'examiner une partie seulement des phénomènes de métamorphisme. Il est nécessaire de discuter maintenant la genèse des parties leucocrates de la série, les veines et lentilles des gneiss veinés et mixtes ainsi que les pegmatites. Il est utile de préciser, à cet endroit, que les observations qui vont suivre confirment les vues de M. S. GHICA (12). En plus, maintes suggestions sont déterminées par de nombreuses discussions en commun. Nous avons vu que le matériel constituant les venites (HOLMQUIST), formé de quartz et de plagioclases, ne diffère des paragneiss que par l'absence des éléments ferromagnésiens. Les parties leucocrates n'ont pas une composition granitique, fait confirmé par leur chimisme, en particulier par l'absence de la potasse. Elles doivent provenir d'une différenciation métamorphique extrême (solution principe d'ESKOLA). Si l'on tient compte de leurs répartitions, on observe que les gneiss veinés et mixtes sont cantonnés dans la zone à sillimanite ; c'est bien dans cette zone, la plus profonde, que les structures sont plus phanérocrystallines. Un passage insensible a lieu vers des gneiss moins phanéritiques sans sillimanite, où le matériel leucocrate quartzofeldspathique diminue graduellement pour disparaître tout à fait.

On peut admettre que lorsque la série argileuse, située dans une région profonde, a été soumise au métamorphisme, la potasse a été retenue tant que le fer et le magnésium ont été suffisamment abondants pour former de la biotite. L'excès de potasse, s'il existe, a donné naissance, avec les éléments calcosodiques présents, à une solution comparable à un fluide magmatique fortement différencié. Cette solution cristallisée forme les parties leucocrates des gneiss mixtes, et lorsqu'il n'existait pas de surplus de potasse, cas le plus fréquent, il se formait les veines et les lentilles des gneiss veinés.

Une partie des solutions déjà différenciées et enrichies, peut-être dans une phase tardive, par des constituants volatils, a pu s'insinuer dans les roches avoisinantes, migrer et se consolider sous forme de pegmatites

¹⁾ M. HARKER en fait deux zones distinctes mais dans le Godeanu cette séparation n'est pas possible.



calcoalcalines. Bien plus que les derniers produits d'une différenciation magmatique, ces pegmatites pourraient provenir d'une palinogénèse commençante accentuée en profondeur où des refusions partielles avaient lieu. C'est ainsi que s'explique la provenance des agents minéralisateurs venant d'une zone de refusions partielles et entraînant dans leur ascension certains éléments juvéniles, comme par ex. la tourmaline. Leur composition chimique aussi bien que leur mode de gisement en filons-couches, en lentilles liées aux paragneiss nous incitent à supposer qu'il ne s'agit pas ici de pegmatites d'origine magmatique.

Mais on ne saurait surtout admettre que leur action ait pu provoquer le métamorphisme. Il est difficile de croire que le métamorphisme d'une série à sillimanite par conséquent de catazonc, ait été produit par les injections pegmatiques. Les pegmatites, n'ont guère pu produire une élévation appréciable de la température dans la série, car elles se forment à environ 575°; elles n'ont donc pas influencé d'une manière appréciable les roches avoisinantes par leur action directe, soit par pneumatolyse ou télépneumatolyse.

Cette manière de considérer aussi les pegmatites comme des produits palinogéniques est également confirmée par les observations géologiques. Si l'on admet que les pegmatites sont les apophyses d'un massif granitique situé en profondeur (58), il est curieux que ces roches n'apparaissent nulle part dans la nappe. Il est difficile d'admettre que la couverture schisteuse se soit décollée d'un massif intrusif, d'un batholite sans que ce dernier soit aussi visible plus à l'intérieur.

La nappe est aussi confirmée au point de vue pétrographique pur, des mylonites s'étant localisées à la base de la série du Lotru. Les roches se sont transformées par étirement (*Kaltreckung* W. SCHMIDT). Le métamorphisme y est destructif, les tensions ayant été tellement fortes et élevées, que l'équilibre interne des minéraux a été détruit. Concurremment avec le broyage, se produit aussi une dissociation donnant naissance à des minéraux de néoformation : épidote et séricite, avec des séparations de minerais opaques. Une recristallisation ultérieure à la mylonitisation a eu lieu presque imperceptiblement.

Si nous envisageons maintenant les différentes associations de minéraux de la série du Lotru, on observe que dans la zone à sillimanite la paragenèse, quartz + oligoclase + biotite est la plus fréquente. Le feldspath potassique est rare dans toute la série, à cause de la pauvreté primordiale en alcalis et peut-être aussi parce qu'il a été retiré pour entrer dans les solutions pegmatiques, ou bien à recristallisé dans la molécule de biotite ou de muscovite. A ces minéraux s'ajoutent de la sillimanite et des grenats formés par un excès d'alumine, ou bien de l'anthophyllite quand le magnésium et le fer sont en quantité suffisante, ou encore de la cordiérite, qui indique alors une phase de stress déficient (HARKER).



En ce qui concerne les marbres contenant MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , nous avons observé les combinaisons suivantes :

Dolomite + Forstérite + Phlogopite

Dolomite + Diopside + Actinolite

Calcite + Actinolite + Biotite

Calcite + Diopside + Actinolite + Biotite + Orthose + Plagioclase.

Par décarbonatation on trouve aussi :

Diopside + Actinolite + Zoïsite + Orthose + Plagioclase

Diopside + Hornblende + Epidote + Plagioclase + Orthose.

Les remplacements sont assez limités, le rétro-métamorphisme dans cette zone n'étant pas très accentué. Rarement près des gneiss à sillimanite on trouve des schistes à chloritoïde, et dans les péridotites l'olivine est remplacée par de l'anthophyllite. Ces deux minéraux, nouvellement formés, indiquent une phase de *stress* plus prononcée.

Dans la zone à staurotide, la paragenèse quartz + biotite + muscovite + plagioclases est la plus commune. La staurotide et le grenat s'y attachent. Le rétro-métamorphisme y est plus évident, les roches s'adaptant à des conditions d'épizone. Il se forme de l'albite et des grenats au dépens des oligoclases. La biotite et les grenats sont chloritisés, la staurotide se transforme en pinite. Schématiquement les transformations suivantes ont dû se produire :

Oligoclase \rightarrow Albite + Grenat

Grenat \rightarrow Chlorite

Biotite

Staurotide \rightarrow Pinite

Bien que moins accentuées, les transformations dans la zone à sillimanite sont plus nombreuses :

Sillimanite \rightarrow Fibrolite

? \rightarrow Staurotide \rightarrow Chloritoïde

Biotite \rightleftharpoons Hornblende

Olivine \rightarrow Anthophyllite

Pyroxène rhombique
(Hypersthène) \rightarrow Actinolite

} dans les péridotites

Diopside ferrique \rightarrow Actinolite

Diopside \rightarrow Hornblende

} dans les dolomites

En somme, il faut ajouter que les roches où l'on observe ces transformations sont rares (dolomites, etc.)



COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA SÉRIE DU LOTRU

Les schistes violets à petites lentilles de quartz, les grès micacés rougeâtres, ainsi que les roches conglomératiques schisteuses à fragments quartzeux ou argileux violacés, rencontrés au Mont Sturu, ont l'aspect lithologique du Verrucano. Mentionnées depuis longtemps par INKEY (20) et SCHAFARZIK (44), ces roches reposent directement sur les paragneiss de la série du Lotru, dans les monts Paltina et Sturu, se prolongeant d'une manière continue jusque sur la crête de Soarbele, près du Stănuleț. Dans le cirque glaciaire de Soarbele, à la base du complexe, se trouvent des paquets importants de conglomérats et de grès verdâtres, chloriteux. Les schistes et les conglomérats schisteux, parfois fortement plissés, présentent de petites surfaces luisantes produites par laminage. Quoiqu'on n'ait pas trouvé jusqu'à présent dans les conglomérats, des éléments de la série cristallophyllienne du Lotru, nous considérons provisoirement le Verrucano de Sturu comme faisant partie de la Nappe gétique. La présence de nombreuses lamelles de chlorite, ainsi que celle de la biotite constituent une indication que ces sédiments se sont formés au dépens des schistes cristallins biotitiques de la série du Lotru.

On pourrait aussi considérer les schistes et les conglomérats violets comme appartenant à l'autochtone. Dans ce cas ils auraient été disloqués et poussés ultérieurement sur la Nappe gétique. On peut citer à l'appui de cette opinion un affleurement de Verrucano sur les schistes cristallins du massif du Retezatu, situés près du Mont Drăgșan. En raison des rapports tectoniques qu'on peut remarquer plus au S de Sturu ¹⁾, cette hypothèse n'est pas admissible.

II. LES MASSIFS DU RETEZATU ET DE PETREANU

Séparés généralement de la série du Lotru par des sédiments mésozoïques (Infragétique), les massifs autochtones du Retezatu et de Petreanu s'étendent au N de celle-ci.

L'unité est constituée par plusieurs massifs granitiques, entourés partiellement de schistes cristallins à caractère d'épizone et d'une série de schistes verts formant une zone assez bien individualisée. Celle-ci, située au S du massif de Petreanu, semble tenir à ce massif. Des roches sédimentaires séparent nettement le massif du Retezatu de celui du Petreanu. Il faudra entreprendre de nouvelles études plus au N, afin de pouvoir préciser la possibilité de procéder, dans le second massif, à une séparation en plusieurs unités secondaires. On peut considérer les massifs du Retezatu et de Petreanu disposés dans une zone interne par rapport à la zone des massifs externes

¹⁾ Voir plus bas, p. 73.

du Parâng, de Vulcan et de Cerna, comme le fait M. STRECKEISEN (52). Par leurs caractères pétrographiques, les roches formant les massifs internes présentent certaines ressemblances avec celles du groupe du Parâng.

SCHISTES CRISTALLINS DES MASSIFS

Diverses roches métamorphiques forment la couverture schisteuse normale des granites. L'érosion les a fortement entamées, aussi ne sont-ils visibles que dans peu d'endroits, comme par exemple sur le pourtour du massif granitique de Pietrei. On y rencontre des chloritoschistes et schistes sériciteux, des quartzites blancs et de rares calcaires cristallins. Ces roches présentent des analogies avec les schistes cristallins des Monts Vulcan, qui sont considérés comme une série notamment psammitique, métamorphisée en épizone (28).

a) *Chloritoschistes et schistes sériciteux*. Ce sont des roches de couleur verdâtre argentée, schisteuses par la variation du matériel constitutif. Les structures sont blastopsammitiques, plus rarement granolépido-blastiques, et la texture parallèle est parfois microlenticulaire.

Le quartz, recristallisé, forme un mosaïque auquel s'associent parfois des grains de plagioclases. Ceux-ci appartiennent à une albite limpide qui est rarement maclée. Le plagioclase et parfois le microcline peuvent présenter un grain assez grossier (1 mm) ou bien forment des porphyroblastes à contours arrondis. La chlorite, en petites lamelles, s'agglomère pour former des nids, des lentilles. Elle présente le pléochroïsme et la biréfringence des pennines. On trouve aussi une chlorite à biréfringence plus élevée, à extinction presque droite, qui nous fait supposer une clinoclase. La séricite est disséminée dans toute la roche ou bien forme de petits lits avec la chlorite. L'épidote commune, en petits grains ou en prismes, n'est pas très fréquente. La magnétite, en octaèdres, a formé pendant la croissance des « Streckunshöffe » et on voit les espaces remplis de cristaux de quartz parfois allongés. La calcite est répandue dans toute la roche, tout comme elle peut faire totalement défaut.

On rencontre aussi des intercalations de roche micacée formées de micas vert clair, de quartz et de minéraux. Le mica est légèrement pléochroïque (*ng* = verdâtre, *np* = crème).

b) *Quartzites*. Ils forment des bancs assez importants dans les chloritoschistes ; étant donné leur résistance supérieure à l'érosion, ils constituent des affleurements visibles parfois à distance. Ces quartzites, finement grenus, ayant l'aspect des grès se débitent en plaquettes. Sur les plans de schistosité ils ont un reflet argenté dû à la séricite. Le quartz est granoblastique, la chlorite et la séricite, en petites lamelles, sont généralement présentes.



c) *Calcaires*. Dans les environs de Zaicu se trouvent de petites lentilles de calcaires cristallins blancs, à grain grossier.

LA ZONE DES SCHISTES VERTS

Cette zone occupe une étendue considérable, depuis Poiana Mărului jusque dans la Valea Branului, où elle s'enfonce sous les dépôts mésozoïques. Ces schistes, quoique occupant une grande surface présentent peu de variation. Ce sont des roches pélitiques, à matériel tufogène ou purement sédimentaire, très monotone. Des amphibolites et des intercalations de roches blanches porphyrogènes, accompagnées de roches tufacées, sont assez rares. Les schistes verts ont à peine subi les effets d'un métamorphisme d'épizone ; ils sont nettement différents des schistes cristallins liés aux massifs autant par leur nature primordiale, que par le métamorphisme qui est moins accentué. Si ces roches n'étaient pas métamorphisées par les granites du Râul Șes, on pourrait les considérer comme des roches vertes mésozoïques.

Nous avons pu distinguer des schistes verts tufogènes, des schistes verts séréciteux, des calcaires, des roches porphyrogènes et des amphibolites.

a) *Schistes verts tufogènes*. Des roches plus ou moins schisteuses, parfois compactes, allant du vert foncé au vert jaune, constituent des parois rocheuses importantes. A l'œil nu, les éléments sont à peine visibles, et c'est tout au plus si l'on peut distinguer de temps à autre un peu de chlorite ou de l'épidote. Examinés au microscope, on constate qu'ils sont à peine granoblastiques, les structures détritiques étant assez bien conservées. La schistosité est provoquée par la disposition en lits des minéraux et par leurs dimensions différentes.

L'albite se présente en petits grains isométriques, ou plus rarement en prismes allongés rappelant les plagioclases des roches diabasiques. Elle contient un peu de chlorite et de la calcite. La chlorite est disposée suivant la schistosité. C'est une pennine positive dont les directions de clivage ne sont pas accentuées. L'épidote en petits grains est assez abondante. La calcite peut former des bandes qui alternent avec d'autres bandes constituées de chlorite et d'albite.

Les nombreux contrôles effectués en lumière convergente n'ont cependant permis d'identifier le quartz que fort rarement. En raison de l'absence du quartz et du fait de leur structure, ces roches peuvent être considérées comme représentant des tufs et des cendres diabasiques très fins, déposés loin des centres d'éruption. La mer où la sédimentation se produisait ne devait pas être bien profonde, comme le démontre la présence d'intercalations calcaires et même de calcaires. Il sied de mentionner que les tufs diabasiques mésozoïques de la région de Căleanu (pg. 67) sont aussi formés d'albite, de

chlorite, d'épidote et de calcite. Dans une unité supérieure à la Nappe gétique dans le Banat, à Ocna de Fer, M. CODARCEA a décrit (4) des roches vertes, tufogènes, présentant une certaine ressemblance avec les schistes verts de la région Poiana Mărului-Branu.

b) *Schistes verts sériciteux*. On ne peut guère les séparer sur le terrain des schistes verts tufogènes, et très souvent ce n'est qu'à la suite d'un examen microscopique qu'on parvient à les déterminer comme tels. Leur schistosité est néanmoins plus prononcée. Ils sont formés de quartz, de séricite, de chlorite et aussi de calcite.

Ces schistes affectent une structure finement granoblastique-microgranoblastique. La recrystallisation semble être plus avancée que pour les schistes verts tufogènes. Le quartz en grains allongés marque la schistosité. On ne peut considérer ces roches comme ayant une origine tufogène, l'abondance du quartz et l'absence presque totale du plagioclase indiquant leur nature purement sédimentaire détritique.

c) *Calcaires*. Plusieurs lentilles de calcaire se trouvent intercalées entre les schistes verts au N et à l'W de la Stâna Branu. Ces calcaires sont compacts ou bien schisteux, et microcristallins; ils ressemblent à certains calcaires mésozoïques. La transition des schistes est toutefois visible. On trouve de petits lits de schistes verts logés entre les calcaires. Près de ces calcaires se trouvent des blocs d'hématite compacts, de magnétite et de limonite (au N de la Stâna Branu).

d) *Roches porphyrogènes*. Nous avons groupé, sous ce nom, des roches assez différentes comme aspect. Elles sont claires, de couleur rosée ou verdâtre, parfois compactes, présentant des plans de glissement sériciteux. Ces roches constituent des affleurements importants dans la vallée du Râul Șes (barrage de Corciova) et dans la région de Mirila.

Leurs structures sont aussi variées. Examinées sous le microscope, elles présentent l'aspect de brèches éruptives ou d'arkoses recrystallisées. La cataclase et les recrystallisations ont modifié leurs structures, aussi est-il malaisé de préciser si elles proviennent de roches éruptives acides. Nous ajouterons encore n'avoir jamais rencontré des phénocristaux.

On rencontre l'albite sous forme de microporphyroblastes à contours irréguliers, à macles polysynthétiques; parfois c'est une Schachbrettalbite pas très caractéristique. On trouve des reliques de plagioclases plus basiques corrodés par l'albite. Le feldspath potassique à macles de microcline ne se trouve que rarement. Le quartz en nids est granulé, broyé; la séricite et la chlorite, qui peuvent manquer, l'entourent en formant des traînées disposées parallèlement à la schistosité.

Leur mode d'apparition dans les schistes verts en massifs discordants, leur composition minéralogique plus que leur structure, nous font envisager qu'il pourrait s'agir de roches effusives acides métamorphisées, accompagnées de leurs tufs.

e) *Amphibolites*. Elles forment un pointement dans le Râul Șes, un peu plus au N de la côte 1030, et une série d'affleurements à la Buza Nedeii. Les amphibolites du Râul Șes sont massives ; sous le microscope, elles affectent l'aspect de porphyrites diabasiques. La hornblende ouralitique est développée en phénocristaux prismatiques. Aux dépens de la hornblende, se forme de la chlorite, des carbonates et des petits grains de titanite. Le fond de la roche est un amas composé de grains d'épidote, de fibres d'actinolite, de chlorite et de séricite. Les particules d'ilménite sont entourées de leucoxène. Les schistes amphiboliques de Buza Nedeii sont microgrenus et constitués de hornblende commune en courts prismes et de plagioclases complètement séricitisés.

ROCHES GRANITIQUES

Dans le massif du Retezatu et de Petreanu, les granites occupent une grande étendue, mais les roches rencontrées n'ont pas l'aspect des granites typiques, étant donné les textures parallèles, gneissiques plus ou moins prononcées qu'elles présentent. Nous n'emploierons toutefois pas les termes de granites gneissiques ou de gneiss granitiques, en raison de leur manque de précision. De plus, les gneiss sont liés par leur genèse aux schistes cristallins. M. GHICA admettait (1933), pour certains granogneiss de la Latorița, une origine sédimentaire qu'il nommait paraganogneiss. Il semble que ce ne soit pas le cas dans le Retezatu.

Les granites sont individualisés en une série de corps intrusifs d'extension assez réduite, dénommés massif du Retezatu, Petreanu, Pietrei, Șucu et Râul Șes (11, 43, 44). Les roches constituant ces massifs présentent des caractères différents tant par leur composition minéralogique, que par leurs textures variées. SCHAFARZIK a décrit d'une manière précise les granites du Retezatu, du Râul Șes et de Petreanu, en considérant toutefois ces derniers comme des orthogneiss du premier groupe de BÖCKH. Les granites de Pietrei, avec leur auréole de contact, ont été répartis aux schistes cristallins du deuxième groupe. SCHAFARZIK a cependant remarqué que les orthogneiss blancs se rapprochent par leurs caractères des granulites¹⁾ de Saxe et que les schistes cristallins de leur entourage accusent un métamorphisme plus accentué.

Nous décrirons d'abord les minéraux des roches granitiques dans leur ensemble, pour passer ensuite à une caractérisation sommaire de chaque massif.

¹⁾ Selon l'acception allemande.

DESCRIPTION MINÉRALOGIQUE

Le quartz, habituellement granulé, a une extinction franche ; il est disposé en traînées ou groupé en nids. Seuls les individus plus gros présentent des extinctions roulantes. Les granulations du quartz semblent parfois provenir d'une protoclaste suivie de recristallisation durant la consolidation, car on voit entre les grains de quartz de petits cristaux anguleux de plagioclase et de feldspath potassique et de rares lamelles de biotite. Des phénomènes de cataclase ultérieurs sont aussi observables ; les grands cristaux de quartz fondent en une multitude de petits grains.

Le feldspath potassique, presque toujours frais, en plages à contours irréguliers, ne fait défaut que rarement. Ayant cristallisé après le plagioclase, il le corrode et le pénètre. La macle grillagée du microcline, parfois seulement esquissée, apparaît plutôt dans les variétés plus acides. Les micropertchites sont rares, leurs directions ne coïncident pas avec celle des clivages ; elles proviennent d'infiltrations. Le feldspath potassique ne renferme que fort rarement quelques inclusions d'épidote ou de micas. Ce manque de microlites le différencie tout de suite des plagioclases qui en contiennent de grandes quantités. Il englobe des cristaux de plagioclases remplis de microlites d'épidotes et de séricités. Un liseret limpide d'albite entoure les inclusions de plagioclase. Il est assez rare qu'une albite de substitution remplace le feldspath potassique ; l'aspect de Schachbrettalbite n'est cependant pas très caractéristique.

Les plagioclases présentent des contours arrondis, festonnés ; ils sont lentilliformes, comme des porphyroblastes. Quand ils viennent en contact avec le feldspath potassique, on observe une ligne sinueuse de corrosion ayant une allure convexe, avec de petits angles rentrants. Les plagioclases contiennent de nombreux microlites, généralement abondants dans les plagioclases des granites des Carpates méridionales. Récemment, M. GHICA (12) a décrit ces microlites dans les granites de la Latorița, en les comparant à ceux des granites du Zemmgrund étudiés par M. CHRISTA (3). Nous n'avons pu identifier autant de minéraux que M. CHRISTA.

La zoïsité occupe, entre ces microlites, une place importante. Elle forme de courts prismes, des bâtonnets divergents, tronçonnés, ou bien des amas confus de petits grains. Sous de faibles grossissements, ces amas de zoïsité apparaissent comme une masse presque opaque, de couleur brune tirant sur le gris, qui trouble les plagioclases. L'épidote et la clinozoïsité, moins fréquents constituent généralement des grains isolés mais plus gros que les grains de zoïsité. Nous n'avons pu déterminer rigoureusement la clinozoïsité, dont la présence est indiquée par les couleurs de biréfringence bleu de Prusse et jaune citron, que montrent certains cristaux. La muscovite abonde, sa fréquence étant en rapport indirect avec celle de la zoïsité. Les lamelles de mica

blancs, aux bords parfois déchiquetés, sont installées dans les cristaux de plagioclases soit d'une manière quelconque, soit suivant une disposition zonaire des microlites. On n'observe que rarement une structure zonaire des microlites de muscovite autour des grains de zoïsite. La muscovite apparaît surtout dans les plagioclases des granites plus acides. Dans certains cas, il y a formation de séricite, mais la séricitisation des plagioclases n'est pas en relation avec l'apparition des microlites. On ne détermine la composition des plagioclases que difficilement à cause du feutrage de microlites qui les trouble. Les directions des clivages et les macles sont à peine observables. Dans certains cas isolés, nous avons déterminé une albite à 2—8% d'An à l'aide de la platine théodolite.

La biotite, en petites lamelles brunes, n'a subi que rarement les effets de la cataclase. Elle contient des aiguilles de sagénite ou bien elle est partiellement chloritisée ou encore décolorée. Ces produits de transformation sont accompagnés de petits grains de minéral, de titanite et d'épidote. On peut observer une certaine relation entre la formation de la chlorite et la séricitisation des plagioclases.

La muscovite accompagne la biotite ou bien constitue avec l'épidote, des traînées. Dans certains granites (massif de Pietrei), la biotite fait défaut, mais on trouve à sa place un mica légèrement verdâtre, presque incolore, aux contours corrodés. Ce mica est entouré ou criblé de petits grains d'épidote. Parfois la muscovite s'est formée à partir de la séricite.

La hornblende n'apparaît qu'accidentellement dans les facies bordiers. C'est une hornblende actinolitique en aiguilles divergentes, à peine pléochroïque.

L'épidote est presque toujours présente ; elle accompagne la biotite en cristaux idiomorphes, ou bien se trouve incluse dans le mica. Dans la plupart des cas, l'épidote est disséminée dans toute la roche sous forme de petits cristaux ou en amas, mais ne remplit jamais les fissures. L'épidote entoure l'allanite qui devient, par altération, brun foncé, presque isotrope. L'apatite, la titanite et le zircon forment les accessoires.

Le grenat n'a été rencontré que dans les granites acides de Pietrei, en petits grains idiomorphes dont les bords sont légèrement épidotisés. La formation du grenat est postérieure à la muscovite, car il en contient de petites lamelles. La calcite remplit parfois les fissures qui sillonnent les feldspaths.

MASSIF DU RETEZATU

Ce massif s'étend au N de la Valea Lăpușnicului, sur plus de 20 km de longueur vers la dépression de Hațeg. Plus bas, il ne sera question que de la partie SW du massif. Les crêtes déchiquetées par l'érosion glaciaire, qui dominent la plaine de Hațeg, restent plus au N.



Les granites rencontrés sont très uniformes ; de teinte blanche tirant sur le gris, ils ont une texture gneissique faiblement prononcée. Dans la partie centrale du Retezatu, les roches deviennent massives¹⁾. Elles ont l'aspect des granites typiques, fait observé pour la première fois par SCHAFARZIK (44).

Les granites à texture gneissique semblent représenter un facies marginal, consolidé sous pression à une température assez basse. Nous n'avons pas trouvé de types gneissiques dans la région du Secherul-Judele, le facies bordier ayant probablement été dénudé par l'érosion.

Sous le microscope les roches à texture gneissique ne présentent pas toujours une orientation des éléments nettement visible. Le quartz y est granulé, tandis que les plagioclases et le feldspath potassique forment des cristaux plus grands, ce dernier pouvant atteindre jusqu'à 2 mm. La muscovite est disposée suivant la schistosité, fait également observable à l'œil nu. La biotite est moins fréquente ; on la rencontre dans les granites de la région de Judele. La biotite n'est pas altérée en chlorite, mais elle est parfois limonitisée, ce qui indique une altération séculaire. Le contact du granite avec la couverture schisteuse est net, mais par suite de l'érosion celle-ci n'est visible que dans très peu d'endroits, son extension latérale étant aussi très réduite. Le massif est entouré de formations sédimentaires mésozoïques. Dans la partie méridionale du massif, les granites se désagrègent en de gros blocs arrondis, en boules qui encombrant les pentes boisées de Zlata-Secherul-Slăveiu, de sorte qu'il devient difficile de tracer une limite précise. On observe près de Gura Apei une pente abrupte où les granites sont caolinisés.

MASSIF DE PETREANU

Ce massif, situé à l'W du Retezatu, occupe une étendue plus réduite que ce dernier. On rencontre des types assez variés, tant par leur composition minéralogique, que par leur texture. Des granites à biotite, à structure porphyrique, y dominent. La texture est gneissique par excellence et rappelle celle des granogneiss de la Latorîța décrits par M. GHICA (12).

La roche prend parfois l'aspect d'un gneiss ocellé, le feldspath en grands cristaux étant arrondi en forme de lentilles et les autres minéraux étant disposés en bande ondulée; ou bien les granites sont microgrenus, de couleur gris foncé, et on ne peut y discerner que les feldspaths, tandis que la texture parallèle cesse d'être visible. On trouve toutes les transitions entre ces types extrêmes.

¹⁾ Nous avons effectué des courses dans le Retezatu central (Bucura—Zănoaga) afin d'examiner ces variations.



La biotite peut parfois faire totalement défaut, comme c'est le cas pour la région de Tomeasa et dans l'extrémité SW du massif. La roche est alors claire et la schistosité plus prononcée, mais elle n'en conserve pas moins son aspect porphyrique. Dans la vallée du Râul Marc et Netişului on observe des bandes de plusieurs cm d'épaisseur, riches en biotites. La variabilité dans la composition minéralogique est due aux assimilations; il semble même que le matériel de ces granites soit mixte.

Sous le microscope, le quartz apparaît toujours granulé. Il est disposé en nids ou en petites bandes parallèles, sinueuses, contenant aussi de fines lamelles allongées de biotite, toujours fraîches et intactes. Les plagioclases sont criblés de zoïsite et le feldspath potassique, en grands cristaux limpides, est lenticulaire.

MASSIF DE PIETREI

A l'E de Poiana Mărului et jusque dans la région de Zaicu, s'étend un massif granitique dont les roches sont encore plus uniformes que celles du Retezatu. Ce sont des granites blanchâtres, à texture légèrement gneissique, grenus et sans éléments mélanocrates. Ils semblent représenter un faciès marginal acide. La muscovite est disposée parallèlement à la schistosité qui n'est pas toujours prononcée. Ces granites sont généralement plus frais que les granites précédents. Des variétés ayant une teinte jaune rosée par altération sont exceptionnelles. Nous n'avons rencontré des granites porphyroïdes à grands cristaux de feldspath potassique albitisés que dans la Pecineaga.

Sous le microscope, la structure se révèle microgranitique. On a généralement l'impression que le quartz a cristallisé primordialement en petits grains, mais l'absence d'inclusions fait songer à une recristallisation. Les plagioclases ont peu de microlites de zoïsite et d'épidotes, par contre la muscovite y est plus fréquente. La corrosion des plagioclases par le feldspath potassique est, dans ces granites, des plus typiques. Il sied de signaler également l'absence totale de l'apatite et des minerais.

Les phénomènes de cataclase sont extrêmement réduits, les feldspaths n'ont pas subi de déformation et la muscovite est rarement ployée. La texture gneissique ne semble pas dériver d'un laminage survenu après la consolidation des roches. L'orientation des éléments provient des mouvements qui ont eu lieu durant le refroidissement du magma. Les déplacements qui se sont produits ont morcelé le quartz, lequel a recristallisé immédiatement.

Les chloritoschistes et les quartzites qui touchent le massif présentent des phénomènes de contact et d'imprégnation intéressants. Dans la partie S, les schistes verts viennent en contact avec les granites gneissiques, sans

qu'un métamorphisme thermique soit observable. La limite entre le granite et les schistes verts est voisine de l'horizontale, d'étroites zones de phyllites noires mésozoïques s'y intercalant par endroit, ce qui indique une superposition tectonique des schistes cristallins.

MASSIF DE ȘUCU

La Valea Șucului, au S de Poiana Mărului, creuse son lit dans des roches qui ont l'aspect d'orthogneiss lenticulaires. Ces roches sont porphyriques, les feldspaths potassiques formant des lentilles ayant jusqu'à 1 cm de diamètre. Les surfaces de schistosité sont ondulées et verdâtres à cause de la présence de la séricite.

Les plaques minces démontrent que le laminage est moins prononcé qu'il ne paraît dans les échantillons. Ni les feldspaths, ni les micas n'ont été trop fortement soumis aux tensions, tandis que le quartz forme un mosaïque. Les plagioclases ne contiennent que peu de microlites, surtout du mica blanc, qui d'ailleurs peut aussi faire complètement défaut. La biotite, en faible quantité, est parfois transformée en chlorite. Les traînées de séricite ont pris naissance par laminage.

Le massif de Șucu est entouré partiellement par des roches dioritiques massives. Quelques filons de microgranites traversent les roches granitiques. Les phénomènes de contact autour des granites sont assez réduits ; les roches vertes ne sont pas influencées.

MASSIF DU RÂUL ȘES

Un petit massif orienté NNE est traversé dans presque toute sa longueur, par la vallée du Râul Șes. Dans leur ensemble, les roches granitiques sont plus massives que les précédentes.

On peut distinguer plusieurs types :

- a) Granite porphyroïde massif, de teinte gris clair, renfermant de grands cristaux tabulaires de feldspath potassique.
- b) Granite à texture légèrement schisteuse, à biotite disposée parallèlement.
- c) Granite à texture massive sans micas, à plagioclases verdâtres.
- d) Granite à texture parfaitement schisteuse, d'un vert brunâtre ; les éléments ne sont pas discernables à l'œil nu.

Les types *c* et *d* ont un caractère aplitique-pegmatique. Examiné sous le microscope, le type *d* plus particulièrement, présente une texture graphique ou même microgrenue. Ces roches, que l'on ne rencontre que sur la berge droite du Râul Șes, ressemblent, dans une certaine mesure, aux roches porphyrogènes de la zone des schistes verts. Dans tous les granites du Râul Șes, les plagioclases sont séricitisés, sans qu'il y ait formation de microlites. En même temps la biotite est transformée partiellement en chlorite. La limite des granites et des schistes verts est nette, le métamorphisme de contact n'y est pas accentué,



CONCLUSIONS RELATIVES AUX ROCHES GRANITIQUES

Un des caractères les plus constants des roches granitiques des massifs autochtones consiste dans la présence de nombreux microlites qui apparaissent dans les plagioclases. Ce phénomène régional est lié à la mise en place des granites, mais il peut bien aussi être postérieur à la consolidation du magma. Une chose est certaine, à savoir que la formation des microlites n'est pas causée par la cataclase (phénomène carpatique), puisque les plagioclases des roches qui n'ont pas subi les effets des actions tectoniques, contiennent quand-même des microlites. La genèse des microlites ne peut être considérée comme un effet de l'altération séculaire¹⁾. Il se pourrait encore bien que les microlites se soient formées durant la phase magmatique liquide, soit postérieurement, sous l'action pneumatolitique-hydrothermale, chose difficile à préciser.

En ce qui concerne les roches granitiques de la Latorița, M. GHICA (10) admet la première hypothèse, en se basant sur les analogies que présentent ces granites avec ceux des Tauern étudiés par WEINSCHENK (60) et M. CHRISTA (3). La teneur en microlites des plagioclases proviendrait d'après ces auteurs, d'une cristallisation sous pression du magma.

Les feldspaths potassiques limpides contiennent des cristaux de plagioclases à microlites, mais ce n'est pas un argument suffisant pour admettre que le feldspath potassique ait cristallisé après la formation des microlites. On distingue cependant, parmi les microlites, de nombreuses paillettes de muscovite. Leur présence ne peut provenir de la substance plagioclasique, mais d'un apport effectué durant ou après la cristallisation. Quand des lamelles de muscovite se trouvent dans les plagioclases, la masse des roches en contient aussi; elles sont disposées en bandes très minces, accompagnées d'épidote, qui traversent les plagioclases. On peut observer la formation d'une albite de substitution aux dépens du feldspath potassique, ou bien encore une albitisation autour des plagioclases inclus dans le feldspath potassique. Les solutions résiduelles ont transformé les roches granitiques, déterminant en partie aussi la formation des microlites. Les plagioclases ne contiennent pas toujours des microlites. Ils sont aussi séricitisés. On ignore si la séricitisation est limitée sur les bords des massifs, étant fort probablement due aux actions magmatiques périphériques.

Le rapport entre les plagioclases et les feldspaths potassiques est intéressant; quand ils se touchent, on observe une corrosion des plagioclases. On cite de pareilles corrosions aussi dans les granites du Zemmgrund. M. CHRISTA admet à leur sujet que: «Das entspricht nicht einem normalen

¹⁾ Des roches fraîches récoltées dans la Valea Bistrei, dans de petites carrières, puis d'autres, provenant des blocs des moraines du Retezatu, contiennent également des plagioclases à microlites.

Ablauf der Magmaerstarung. Hier liegt die Annahme einer Verschiebung des dem Gleichgewichts, der eine störende Änderung den physikalischen Bedingungen der durch orogenischen Bewegungen während des Magmenaufstiegs verändert sein mag».

La corrosion des plagioclases est donc conditionnée par une intrusion effectuée durant une période d'orogénèse. Il sied d'ajouter que l'on observe la granulation du quartz et, dans une certaine mesure, aussi celle des feldspaths engendrés par protoclaste. Il s'est produit une gneissification dans un stade semi-fluide ; les plagioclases sont lentillés sans qu'un laminage soit observable.

Nous mentionnerons que M. STRECKEISEN aboutit à d'autres conclusions pour certaines roches granitiques à texture schisteuse (schistes granitiques, gneiss) du Parângu et du Retezatu. D'après cet auteur (52), les textures parallèles gneissiques proviendraient d'un effet du laminage. Mais il ne précise pas si leur répartition se réduit à des zones mylonitiques peu importantes. Dans les massifs du Retezatu et de Petreanu, les textures gneissiques présentent une extension régionale comprenant les masses éruptives dans leur totalité, comme par exemple les granites de Petreanu, Pietrei, Şucu, ou bien se manifestent comme facies bordier dans le Retezatu.

Les textures gneissiques sont plus ou moins prononcées et varient d'un massif à l'autre. Quels sont les rapports entre ces massifs ?

Des schistes cristallins ou bien des zones de sédiments mésozoïques les séparent et compliquent de ce fait le problème. Les granites à muscovite de Pietrei sont plus jeunes que ceux de Petreanu, car, dans la Valea Netişului, ces derniers sont traversés par des granites du type de Pietrei. Les granites de Petreanu ont une texture gneissique plus prononcée que les granites acides de Pietrei. Ces différences s'expliquent si l'on admet que les granites plus anciens se sont consolidés durant une phase de plissements plus prononcés. Les différentes textures des granites sont déterminées par les mouvements orogéniques plus ou moins accentués qui se sont produits en même temps que l'intrusion. Les granites des Carpates méridionales étant, selon M. MRAZEC, d'âge carbonifère, leur consolidation s'est par conséquent effectuée vers la fin de l'orogénèse hercynienne. Ultérieurement, les roches granitiques ont subi une cataclase peu prononcée durant les plissements mésocrétacés, quand la Nappe gétique a été charriée sur les massifs.

ROCHES DIORITIQUES

Les diorites forment de petits massifs (Şucu et Bistra) ou bien se trouvent intercalées dans les roches granitiques.

a) *Diorites de Şucu*. Elles sont situées autour du massif granitique de Şucu. Les diorites sont massives, finement grenues rarement phanéritiques. Leurs



plagioclases sont verdâtres ; on distingue difficilement de rares cristaux de hornblende et parfois des lamelles de biotite de teinte noire tirant sur le vert. Les textures sont presque massives. On distingue parfois une orientation des éléments ; dans les parties laminées, les surfaces de friction sont vert clair, à cause des fibres de hornblende actinolitique.

Sous le microscope, les plagioclases (40—60%) apparaissent le plus souvent séricitisés, mais parfois ils sont légèrement épidotisés, avec formation d'albite secondaire, parfaitement limpide.

La hornblende (20—40%) a un aspect ouralitique et forme des agrégats en petits cristaux d'orientation variable. Les contours sont capricieux mais on observe aussi des cristaux idiomorphes (ces derniers les font rapprocher des porphyres dioritiques). La hornblende, presque incolore, présente un pléochroïsme à peine marqué et rarement intense ; (*ng* = vert foncé, *nm* = vert jaune, *np* = jaune verdâtre). Une hornblende actinolitique fibreuse, presque incolore la remplace sur les bords. Un mica de couleur vert foncé envahit les bords ou s'insinue à l'intérieur. En outre, de nombreux grains d'épidote et de titanite criblent la hornblende. L'actinolite se trouve sous forme de fibres isolées.

La biotite (5—10%—30%) est verte, rarement d'un brun vert ayant *ng* = vert foncé, *np* = jaune claire. Ses bords sont arrondis et partiellement chloritisés. La biotite contient des aiguilles de sagénite et de l'épidote.

Le quartz apparaît en tant qu'accessoire ; l'apatite est abondante (2—3%) et peut former de petits cristaux de 0,4 mm, inclus dans la biotite et la hornblende. L'épidote vert jaune accompagne la hornblende. La titanite, la calcite et l'épidote sont parfois amassées en nids.

Par l'apparition du microcline et du quartz, ces roches passent à des granodiorites.

On trouve des méladiorites constituées exclusivement de hornblende et de plagioclases transformés en zoïsité, clinozoïsité, épidote et calcite. Parfois la hornblende ouralitique est groupée en amas de cristaux. La roche provient d'un microgabbro. On rencontre dans les méladiorites de la Valea Bucuroșul Mic, à 1500 m d'altitude, une petite lentille de pyrrhotine¹⁾.

Il résulte des observations chalcographiques effectuées par M. N. PETRULIAN que cette pyrrhotine est partiellement transformée en marcasite qui affecte une disposition concentrique. La pyrrhotine contient aussi un peu de chalcopyrite, de la pyrite et quelques grains de magnétite.

Les minéraux transparents (hornblende et plagioclases) sont englobés dans la pyrrhotine ce qui prouve que cette dernière s'est formée ultérieurement. En ce qui concerne la transformation de la pyrrhotine en mar-

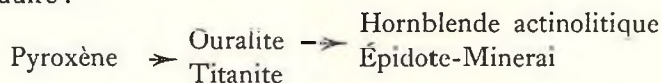
¹⁾ SCHAFARZIK y cite de la magnétite (43), mais il s'agit probablement de cette pyrrhotine.



cassite, elle a été observée par M. PETRULIAN aussi dans d'autres gisements métallifères (Baia Mare-Roumanie, Val Isere Tessin, etc.). Cette transformation a dû se produire vers la fin de la période hydrothermale ¹⁾.

Il sied de faire observer que, vu le pourcentage élevé des éléments mélancrates, les plagioclases des diorites devraient être plus basiques et par conséquent saussuritisés, alors qu'ils ne sont que séricitisés. Si l'on tient compte de cette anomalie, ainsi que des transformations successives par relation réactive et des corrosions que subissent les éléments ferromagnésiens, on constate qu'elles toutes ne correspondent pas à une cristallisation normale du magma dioritique.

Par des différenciations successives pendant la phase magmatique liquide ou bien par un apport, la solution de silicates s'est modifiée, devenant plus acide. La formation de la hornblende ouralitique, ainsi que de la biotite à ses dépens peut s'expliquer par autométamorphisme. Ultérieurement, durant la phase hydrothermale, il s'est produit une albitisation et une séricitisation des plagioclases; en même temps, la hornblende s'est transformée en actinolite. Schématiquement, les transformations suivantes ont dû se produire :



Nous avons vu plus haut que les diorites entourent partiellement les granites de Şucu, mais on n'observe pas de passage graduel, le contact entre ces roches étant net. Les diorites se sont consolidées avant les granites, fait confirmé par une enclave de diorite qui se trouve logée dans le granite de Şucu. Comme les diorites ne présentent pas des phénomènes de métamorphisme régional, leur mise en place s'est probablement produite peu de temps avant celle du granite.

b) *Diorites quartzifères de Bistriţa*. On trouve ces roches dans le voisinage des granites de Pietrei, constituant des affleurements dans les vallées de Blojul et de Bistriţa.

Ces diorites sont phanéritiques et leurs éléments sont orientés, leur aspect est toutefois massif. La hornblende présente une teinte verte tirant sur le brun avec une nuance plus claire sur les bords, ou une teinte bleuâtre. Les plagioclases sont totalement séricitisés et contiennent de l'épidote en moins grande quantité que dans les diorites de Şucu. L'allanite, assez fréquente, est généralement accompagnée par de l'épidote. La biotite brun clair est souvent chloritisée. Le quartz ne fait jamais défaut mais on ne le rencontre pas en grande quantité.

¹⁾ Nous profitons de cette occasion pour remercier chaleureusement M. N. PETRULIAN, maître de conférence à l'École Polytechnique de Bucarest.



c) *Intercalations dioritiques*. Entre les roches granitiques se trouvent de rares intercalations de diorites. Elles représentent en partie des ségrégations basiques du magma granitique, mais aussi des roches plus anciennes, modifiées par les granites. Ainsi les plagioclases de certaines diorites du Râul Mare présentent le même aspect que ceux des granites environnants, c'est-à-dire qu'ils sont lenticulaires et bourrés des microlites d'épidote, de zoïsite et de muscovite. La hornblende à pléochroïsme assez variable par endroits est partiellement décolorée. D'autres diorites plus ou moins schisteuses sont recristallisées ; elles ont subi des transformations pneumatolytiques-hydrothermales. Dans les diorites de la Valea Bistrei, près de son confluent avec la Valea Picineaga, les plagioclases abondent en microlites, mais ils peuvent aussi être limpides, contenant de rares aiguilles d'actinolite. Cette dernière est presque incolore, ses bords étant un peu biotitisés. L'épidote, très fréquente (20%), est disposée en amas, filonnets, cristaux isolés ou bien autour de l'allanite. Des grains de quartz et de calcite accompagnent l'albite. Dans les vallées du Netişului et de Slăvei, les diorites ont également subi des transformations.

ROCHES FILONNIENNES

Le cortège des roches filonniennes est fort modeste. On ne trouve que de rares apparitions de microgranites qui traversent les granites, les diorites et les schistes verts. Des porphyres dioritiques et des bostonites ne se trouvent que parmi les schistes cristallins. Tous ces filons sont situés dans les environs de Poiana Mărului.

a) *Microgranites*. Des filons de microgranites, de 20 à 40 m d'épaisseur, traversent les granites et les diorites de Şucu ; dans ces derniers, ils vont jusqu'à former des stocks de 200 à 300 m d'épaisseur. Ils affleurent encore à Poiana Nedeei, parmi les schistes verts. Les microgranites sont d'un blanc grisâtre, compacts, à cassure esquilleuse ou bien schisteux par laminage. A l'œil nu, on ne peut distinguer une structure porphyrique et il est rare qu'on discerne des grains de quartz ou de feldspath. Le microscope révèle une structure holocristalline porphyrique.

Les phénocristaux de quartz et de plagioclase sont englobés dans une pâte microgranitique. Le quartz présente des contours arrondis, corrodés, et une extinction toujours roulante. Les plagioclases idiomorphes sont criblés de microlites de zoïsite. Ils sont aussi séricitisés et les macles sont à peine visibles. Par récurrence, des zones de zoïsite alternent avec des zones de séricite.

La pâte est formée de petits grains de quartz et de plagioclases auxquels se mêle de la séricite. Des lamelles de biotite et des fibres d'hornblende actinolitique sont plus rares. En fait de minéraux secondaires on trouve de l'épidote et de la calcite.



b) *Bostonites quartzifères*. Ces aplites alcalines sont très rares. Un filon traversant les schistes cristallins est situé sur la berge gauche de la Valea Șucului, avant que celle-ci traverse Poiana Mărului. La roche, parfaitement schisteuse, blanche et argentée par suite de la présence de la séricite, présente l'aspect d'une quartzite. La structure est trachytique par le développement en bâtons allongés des feldspaths potassiques (90%). Le quartz granulé, accompagné par un peu de séricite, forme 9—10% de la roche. Un autre affleurement se trouve dans la Valea Scorilei. Ici la structure de la bostonite n'est plus nettement trachytique, mais plutôt holocristalline, grenue. La composition minéralogique est la même, en plus un peu d'albite et du microcline sont présents.

c) *Porphyres dioritiques*. On les trouve sous forme de blocs épars sur le sentier qui monte de Poiana Mărului à Poiana Nedeii. Le facies marginal des diorites de Șucu dans leur partie E est aussi porphyrique. Les phénocristaux d'augite titanifère ont une couronne d'ouralite visible même à l'œil nu. Les plaques minces prouvent que cette augite est parfois totalement remplacée par une hornblende ouralitique aux bords transformés en biotite. La pâte est complètement modifiée par autométamorphisme en un agrégat inextricable de séricite, dans lequel on voit des centres de saussurite, des fibres d'actinolite et des plagioclases albitiques.

PHÉNOMÈNES DE CONTACT EXOMORPHE

Les massifs granitiques sont entourés par des auréoles de contact plus ou moins restreintes. Les roches métamorphisées par contact appartiennent exclusivement aux schistes cristallins. Généralement l'auréole contient des schistes micacés n'ayant pas subi de cornification accentuée, mais les roches sont plus compactes que les schistes qui n'ont pas été transformés. Les cornéennes à structure hornfelsitique ne sont pas fréquentes. Les schistes micacés présentent presque les mêmes structures et textures que celles des schistes cristallins qui n'ont pas été influencés par les granites. On observe un grossissement du grain et l'apparition de porphyroblastes à structure en écumoire. Les minéraux caractéristiques des contacts, cordiérite, andalousite, manquent totalement. Il ne se forme que de la biotite, des grenats et rarement des amphiboles. L'absence des minéraux mentionnés indique que l'alumine était en quantité réduite, ce qui est explicable dans une série quartzitique.

On observe dans la couverture schisteuse des injections « lit par lit », le magma ayant dû s'insinuer entre les schistes cristallins sous l'effet des pressions. Ce fait contribue à démontrer aussi que la mise en place des roches granitiques s'est effectuée durant une période de plissement. Des phéno-



mènes de feldspathisation sont visibles, causés parfois par des émanations plus sodiques que potassiques, qui ont imprégné les roches environnantes. Les contacts des granites sont donc peu communs, du fait de l'apparition des phénomènes d'injection et d'imprégnation, et ressemblent à l'« Injektionskontakmetamorphose » décrite par M. GOLDSCHMIDT, dans la région de Stavanger (14).

Par leur composition minéralogique, les roches de contact des massifs du Retezatu et de Petreanu ressemblent plus aux schistes cristallins de métamorphisme régional qu'aux véritables cornéennes. La muscovite, l'épidote, persistent jusque dans la zone la plus interne des auréoles de contact. Par leur présence, les minéraux hydroxylés caractérisent ces contacts, indiquant la forte teneur du magma en minéralisateurs. Ces derniers ont accentué la mobilité magmatique, qui a pu s'étendre dans la couverture schisteuse malgré la température de consolidation assez basse.

1. Nous commencerons par décrire les phénomènes de contact autour du massif de Pietrei, parce qu'ils sont le mieux développés. L'influence du granite se fait parfois sentir jusqu'à 2 km de distance, comme dans la région de Poiana Mărului, mais parfois le métamorphisme de contact y est presque inexistant, comme dans la Valea Zaicului, où il est réduit à quelques mètres.

Les schistes chlorito-sériciteux sont les roches les plus fréquemment métamorphosées, les quartzites l'étant plus rarement.

Les chloritoschistes sont en premier lieu biotitisés, donnant naissance à des schistes micacés. Lorsqu'on se rapproche des granites, ils se chargent de grenats. A quelques mètres du contact on observe des feldspathisations et des injections.

a) *Schistes micacés*. Ils sont formés de quartz, de chlorites, d'épidote, de muscovite et de biotite. Leur structure est granolépidoblastique, la texture schisteuse par cristallisation. On observe, dans les lames minces, que la chlorite est envahie par la biotite. Celle-ci, de couleur vert brun, a tendance à se disposer n'importe comment. Le mica blanc semble s'être formé par cristallisation de la séricite; les lamelles de muscovite sont rarement perpendiculaires à la schistosité. La biotite la remplace aussi partiellement. Les roches s'enrichissent parfois en épidote (5—10%).

b) *Schistes micacés à grenats*. Ils occupent une zone large de 10 à 20 m, mais peuvent aussi faire défaut. La biotite remplace progressivement la chlorite et constitue aussi des porphyroblastes à structure en écumoire, au point qu'il ne reste que de petites lamelles de chlorite qui s'attardent dans le fond de la roche. Tout près du contact, la chlorite disparaît complètement, cédant la place à une biotite vert brun ou brun foncé, toujours fraîche. Le grenat est disposé dans toute la roche sous forme de petits grains roses ou de



porphyroblastes (planche IV, fig. 3) à structure poecilitique, contenant des inclusions de biotite. La formation du grenat n'est donc pas antérieure au métamorphisme de contact. La muscovite et l'épidote se maintiennent très près du contact, mais on les trouve en quantités moindres.

c) *Schistes feldspathiques*. On rencontre, dans le voisinage immédiat des granites, des schistes micacés, à petits nodules de feldspath de 2—3 mm de diamètre. Des plagioclases imprègnent ces roches assez quartzieuses. Ils sont développés sous forme de porphyroblastes, à contours capricieux, remplis de microlites comme ceux des roches granitiques. Parfois les plagioclases contiennent des lamelles de biotite ou bien ils sont bordés par le mica. Le quartz forme un mosaïque avec de rare paillettes de biotite et de muscovite.

d) *Schistes d'injection*. Dans les environs de Cracul Roşu, près de Poiana Mărului, les schistes cristallins sont traversés par des injections disposées lit par lit (fig. 2, planche II). Les bandes leucocrates ont une composition aplitique; leur épaisseur peut varier de quelques centimètres à 1—2 m; les contacts avec les parashistes sont tranchants. En lame mince, les filonets injectés se montrent formés uniquement de quartz et de plagioclases bourrés de microlites. Une bordure réactive très mince de biotite, accompagnée de grenats, s'est formée à la limite même.

e) *Quartzites à grenats*. On n'observe pas, chez les quartzites, des degrés de métamorphisme comme c'est le cas pour les chloritoschistes. Le quartz, de dimensions variables, a un grain plus grossier que celui des quartzites non métamorphisés par contact. Sous le microscope, le grenat présente une teinte grisâtre à cause de la présence d'un pigment qui le trouble. Un peu de mica et de chlorite provenant de la biotite sont répandus dans la roche.

f) *Quartzites feldspathisés*. Leur structure est hornfelsitique; on observe rarement une texture schisteuse. Le quartz forme un mosaïque à grains isodimensionnels. Le plagioclase, jamais abondant, est séricitisé et un peu épidotisé. Le microcline en grains lentilliformes, à rares inclusions de quartz, peut constituer jusqu'à 20% de la roche. Des micas verdâtres, presque incolores, ont 2V variant entre 0 et 40°. Certains quartzites contiennent aussi de la biotite fortement pléochroïque (*ng* = vert noir, *na* = vert clair).

g) *Cornéennes amphiboliques*. Ces roches intéressantes affleurent à Muntele Zănoaga, non loin de la cote 1460. Une amphibole sodique en prismes, en baguettes aplaties de quelques centimètres, est disposée en désordre dans des roches blanchâtres compactes, finement grenues, parfois biotitiques.

Examinée au microscope, l'amphibole sodique à contour rectiligne, en porphyroblastes à limite capricieuse, a toujours une structure poecilitique



(planche IV, fig. 4). Le pléochroïsme est variable et généralement très intense np = jaune vert, nm = bleu vert, ng = vert bleu foncé, presque noir. L'angle des axes optiques est très petit, voisin de 0° . La dispersion est très forte avec $v > g$. Ces propriétés la rapprochent des crossites.

Une biotite foncée fortement pléochroïque la remplace sur les bords. Le fond de la roche est constitué par un pavé de quartz et de plagioclases albitiques. De petits prismes d'épidote se trouvent isolés ou entourent les grenats dont les bords sont légèrement chloritisés. La présence de l'amphibole bleu indique un apport de soude. Il est peu probable que ces roches appartiennent à des produits filoniens comme il semble à première vue à cause de l'abondance de l'amphibole sodique.

Sur le sentier du Cracul Roșu, des schistes à hornblende sont intercalés parmi les schistes micacés. Il est difficile de préciser si la hornblende vert pâle (en lames minces) est un produit de contact.

h) *Grenatites*. Elles accompagnent un petit affleurement de calcaires cristallins situés sur la crête de Pietrei. La roche est constituée par un grenat isotrope traversé par des filonnets d'épidote et de quartz où sont logés des fibres d'actinolites. En outre SCHAFARZIK a signalé des grenatites à quartz sur le Cracul Roșu (43).

2. La couverture schisteuse du Retezatu n'est conservée que dans peu d'endroits. Tout comme dans les schistes micacés de Pietrei, il se forme une biotite verte au dépens de la chlorite ou de la muscovite. Le quartz et le plagioclase constituent le fond de la roche qui peut s'enrichir en épidote jusqu'à 25%.

3. Les granites de Șucu envoient des apophyses qui traversent les schistes cristallins. Ils sont visibles à Poiana Mărului, dans la Valea Bistrei et la Valea Șucului. Les contacts ne sont pas nets. Les schistes cristallins contiennent des lentilles de feldspath qui deviennent de plus en plus nombreuses vers le contact. On a de la sorte l'impression d'un passage vers les roches éruptives, par des gneiss oeilés. Le microscope indique que les gros cristaux sont des porphyroblastes remplis de microlites de zoïsité ou bien une albite secondaire en échiquier.

4. Le métamorphisme exercé par les granites du Râul Șes est très réduit. Il ne se fait sentir que sur une distance de quelques mètres et n'arrive que rarement à former une zone d'une dizaine de mètres. Les schistes verts perdent la couleur qui les caractérise, devenant gris, et sont plus compacts. Sous le microscope, ils révèlent parfois une structure hornfelsitique. Il se forme de la biotite brune, souvent chloritisée, et de la hornblende groupée en prismes, parfois porphyroblastique.



5. Les phénomènes de contact autour des granites de Petreanu sont encore plus réduits. Sur les flancs du Mont Tomeasa, les schistes chloritosériciteux ne sont que légèrement biotitisés, la chlorite et la muscovite porphyroblastique sont envahies par la biotite. Dans la Valea Netişului, on trouve des roches schisteuses qui, du fait de leur structure granoépidoblastique, ont l'aspect de gneiss. La biotite brun clair forme des lits alternant avec des lits de quartz et de plagioclases. Ces derniers sont altérés et, d'après les contours et leur répartition dans la roche, il ne semblent pas s'être formés par imprégnation. On observe également un peu de grenats et de la chlorite recristallisée.

PHÉNOMÈNES DE CONTACT ENDOMORPHE

Dans le voisinage du contact avec les schistes cristallins, les granites n'ont presque pas subi de transformations, n'ayant pratiquement pas assimilé. C'est tout au plus si l'on observe dans une certaine mesure plus de biotite ou bien un pourcentage moindre de feldspath potassique. La présence du grenat dans les granites de Pietrei peut être interprétée comme un phénomène d'assimilation. Une hornblende actinolitique, en aiguilles divergentes, apparaît dans les facies bordiers, mais elle peut provenir aussi par action hydrothermale.

Les granites de Pietrei contiennent quelques enclaves de schistes cristallins. Dans la Valea Bistrei, près du km 1 de la ligne du Decauville de la compagnie forestière Lomaş, apparaît une enclave de roches ressemblant à des schistes micacés noduleux, (Knottenglimmerschiefer). Le microscope indique qu'il s'agit d'une cornéenne calcaire à pyroxène. Celui-ci, développé en prismes courts ou en bâtonnets allongés de couleur verdâtre, peut aussi se présenter sous forme de porphyroblastes à contours arrondis et criblés d'inclusions. Les bords du pyroxène sont plus foncés et entourés d'une couronne composée de petites lames de biotite. L'angle d'extinction $c:ng = 39^\circ$ indique un diopside. Par endroits on distingue de la hornblende commune, aux bords décolorés, accompagnée par de l'épidote. Le fond de la roche est calcaire sériciteux et contient du quartz de dimensions variables. Ces cornéennes représentent des schistes marno-calcaires métamorphisés.

Toujours dans la Valea Bistrei (km 3.080), d'autres schistes micacés sont visibles entre les granites. Sous le microscope ils montrent les caractères des roches mixtes, mais sont aussi transformés. L'agrégat sériciteux provient en partie du plagioclase, qui persiste sous forme de petites lentilles. Les lames de biotite, accompagnées par de l'épidote et de la hornblende, constituent des bandes parallèles. D'autres enclaves de schistes micacés se trouvent dans la Picineaga.

Entre les granites de Şucu, près du km 1.950 du Decauville, on observe une intercalation ayant l'aspect d'un granite laminé qui se délite en pla-

quettes aux faces argentées ou mates. Le microscope indique qu'il s'agit de schistes sériciteux à quartz et muscovite légèrement verdâtre, cette dernière formée aux dépens de la séricite.

Il sied de noter que les granites n'ont pas modifié profondément les enclaves de schistes cristallins. Des corrosions sur les bords ne sont plus observables, ce qui dénote que la température du magma n'était pas bien élevée. Aussi des phénomènes de « magmatic stoping », comme ceux décrits récemment par M. GHICA dans la Latorița (12) ne se sont-ils pas produits.

III. L'INFRAGÉTIQUE

Nous avons mentionné que la série du Lotru dans les Monts du Godeanu forme un lambeau de recouvrement qui appartient à la Nappe gétique. La nappe est séparée des massifs autochtones par des sédiments mésozoïques accompagnés de roches ophiolitiques et de filons divers. Toutes ces roches représentent la couverture des massifs. On rencontre, en outre, des dépôts permo-mésozoïques de la Nappe gétique qui se trouvent sous cette dernière. En tenant compte des rapports tectoniques, on peut les grouper dans une seule unité à savoir l'Infragétique.

LES ZONES MÉSOZOÏQUES

Les dépôts mésozoïques débutent dans le Banat oriental avec le Lias inférieur. Jusqu'à présent nous ne possédons aucune preuve sûre de la présence du Trias, bien qu'il semble être représenté dans d'autres régions des Carpates méridionales: Turcinu (12) et Găuri (40). La série mésozoïque sous le lambeau du Godeanu finit, selon MM. MACOVEI et I. ATANASIU (22), avec l'Aptien. Pour des raisons d'ordre stratigraphique et tectonique, nous décrivons d'abord les sédiments de la zone du Lăpușnic et de Poiana Mărului, ensuite ceux du Căleanu et en dernier la zone de Soarbele comprenant les sédiments de la nappe.

ZONE DU LĂPUȘNIC ET DE POIANA MĂRULUI

Au S des massifs du Retezatu et de Petreanu, ainsi qu'entre ces deux massifs s'étendent des bandes étroites et ramifiées de formations jurassiques. Une bande est parallèle à la Valea Lăpușnicului et se prolonge dans la vallée du Râul Mare. Dans la région de Tomeasa, elle se bifurque: une partie se dirige vers la Valea Netîșului, l'autre arrive jusqu'à la Șeaua Iepii. Les sédiments de la région de Poiana Mărului-Scorila se rapprochent, par leurs caractères lithologiques, de ceux du Lăpușnic.



LIAS — DOGGER (?)

a) *Arkoses*. Les dépôts jurassiques commencent par des arkoses blanches qui forment un horizon constant au N du Lăpușnic, de Secherul jusque dans le Slăvei. Ces arkoses, qui s'étendent directement sur les granites du Retezatu, proviennent sûrement de la désagrégation de ces derniers. D'aspect massif, elles sont compactes et bien cimentées. Il est difficile de distinguer une stratification, ce qui les fait ressembler à des roches aplitiques. Sous le microscope l'on observe des grains plus ou moins arrondis de quartz et de microcline dans un ciment quartzeux, plus rarement calcaire ou sériciteux. SCHAFARZIK les a parallélisées aux grès et arkoses de Pregeda, d'âge liasique inférieur (44).

Dans la Valea Judele, ces arkoses passent, à leur partie supérieure, à des grès, ainsi qu'à des microconglomérats grisâtres, avec des intercalations de schistes noirs et, sous les parois calcaires de Stănuleț, à des grès jaunâtres. Plus à l'W, les arkoses blanches ne constituent plus un horizon, apparaissant seulement en bancs sporadiques, comme p. ex. dans la Valea Branului, à Gura Apei, dans le Râul Șes et la Valea Scorilei. Ces arkoses sont quelquefois grisâtres mais, examinées sous le microscope, elles ne diffèrent des autres que par la présence d'un pigment charbonneux troublant les grains de quartz.

b) *Roches conglomératiques et brèches*. Elles apparaissent d'une manière capricieuse à la limite entre les schistes verts et les dépôts mésozoïques dans la région de Bran. Ces roches conglomératiques sont constituées par des blocs de granite, de schistes chloriteux et des schistes argileux, retenus par un ciment quelquefois ferrugineux.

Dans le ruisseau de Tomeasa, un peu en amont de son confluent avec le Râul Șes, on peut voir une brèche composée de fragments anguleux de granite, de schistes noirs et de calcaires blancs. Selon toutes les apparences la brèche est de nature tectonique.

c) *Phyllites, grès, quartzites*. Au-dessus des arkoses ou des conglomérats, on trouve des phyllites noires satinées avec des intercalations gréseuses ou quartzieuses, faciès connu dans les Carpates méridionales sous le nom de Formation de Schela.

Les phyllites noires présentent parfois des reflets argentés sériciteux, d'autres fois elles sont ternes lorsqu'elles contiennent beaucoup de pigments charbonneux. Dans la partie supérieure de la Formation de Schela, dans la Valea Branului et les parois du Borescu ce sont des schistes argileux, grisâtres, friables qui dominent.

Les quartzites noirs et les grès massifs gris foncé, tout aussi typiques que ceux dans la partie S des Monts Vulcan, sont toutefois moins répandus



que dans la région mentionnée (28). Les quartzites et les grès forment des bancs d'une épaisseur de 20—30 cm qui n'apparaissent pas en relief. Dans la région de Paltina et de Bran, ils passent à des microconglomérats quartzeux. Les quartzites sont composés de fragments de quartz retenus dans un fond quartzeux contenant des houppettes de séricite, disposées autour des fragments en lignes divergentes. Ces quartzites passent à des grès lorsque le ciment devient calcaire-sériciteux.

Les grès calcaires, assez rares, pointent entre autres sur la berge gauche du Lăpușnic, près de son confluent avec le Râul Șes. Ces grès contiennent des plaques perforées d'Échinodermes.

d) *Métamorphisme*. En général, la Formation de Schela a subi un métamorphisme d'épizone assez faible. Dans la Valea Lăpușnicului, où elle s'interpose entre le massif du Retezatu et la zone sédimentaire de Soarbele, ou bien dans le Râul Șes, ce métamorphisme est à peine visible. Les sédiments pincés dans l'autochtone ont subi un métamorphisme plus accentué, comme c'est le cas pour les sédiments du Râul Mare, de Tomeasa et de Poiana Mărului.

Sous le microscope, les arkoses et les quartzites montrent une structure blastopsammitique produite par une recristallisation assez uniforme des éléments. Les arkoses deviennent plus sériciteuses, elles contiennent quelque fois aussi des lamelles de chlorite, comme p. ex. dans la région de Scorila.

Les phyllites, parfois fortement plissotées, montrent, à côté d'une séricite verdâtre, une chlorite visible seulement au microscope. Certaines phyllites et certains grès sériciteux de Tomeasa ou Scorila sont encore plus métamorphisés, au point qu'on pourrait les confondre avec les schistes cristallins de l'autochtone. Surtout à Tomeasa, où elles viennent en contact avec ceux-ci, il est difficile de tracer une ligne nette de démarcation.

Les phyllites charbonneuses contiennent parfois des lamelles de biotite, accompagnées d'épidote, ou bien de petits porphyroblastes d'albite, troublés par un pigment noir. L'aspect mégascopique de ces roches ne diffère pas trop de celui des phyllites noires peu métamorphiques de la Valea Lăpușnicului.

Des schistes à chloritoïde forment de faibles intercalations (quelques centimètres) entre les phyllites à Racotul Mic, Racotul Marc (Poiana Mărului), Tomeasa et Stâna din Zaicul. Ce sont des roches argentées, assez friables; de petits nodules vert foncé de chloritoïde apparaissent sur leurs surfaces de schistosité et particulièrement en cassure transversale.

On distingue, sur un fond sériciteux ou sur un fond de quartz avec séricite, des porphyroblastes de chloritoïde à structure en écumoire. Ils sont disposés en rosaces ou bien apparaissent isolément. Au cours de leur crois-



sance, les cristaux de chloritoïde ont subi des déplacements, des rotations mises en évidence par les rangées d'inclusions charbonneuses qui ne sont plus parallèles à la direction de la schistosité.

En ce qui concerne l'âge des dépôts sédimentaires de la zone du Lăpușnic, SCHAFARZIK les a considérés équivalents aux schistes et grès du Tarcu, d'âge doggerien (44). Les dépôts sédimentaires des autres bandes étant plus métamorphiques, il ne les a pas séparés des schistes cristallins. NOPCSA a parallélisé le complexe de la zone du Lăpușnic aux phyllites et aux quartzites noirs de la vallée du Jiu (38), qu'il considérerait comme liasiques à cause de la présence de quelques prétendus tufs diabasiques situés aussi à la base du Dogger banatique.

Dans la région de Schela, M. MANOLESCU (27) a trouvé dans cette formation des traces de plantes d'âge jurassique. D'après cet auteur, la Formation de Schela serait liasique par analogie avec le facies de Gresten. Les roches du Lăpușnic, qui présentent de grandes ressemblances avec la Formation de Schela, peuvent elles aussi être placées en partie dans le Lias. On trouve d'ailleurs à leur base des arkoses blanches lesquelles, d'après SCHAFARZIK, sont équivalentes aux grès de Pregada d'âge liasique inférieur. Dans les parois N du Borescu, se trouvent, pincés entre les schistes argileux de la Formation de Schela, des calcaires représentant probablement le Malm. Ils présentent à leur base des transitions vers ces schistes, de sorte que la partie supérieure de la Formation de Schela pourrait bien aussi englober le Dogger.

Les phyllites du Râul Mare et de Tomeasa étant plus métamorphisées que celles du Lăpușnic, les premières ont été attribuées au Paléozoïque aussi bien qu'au Mésozoïque (11, 52). On peut les poursuivre sur une largeur d'un kilomètre entre les massifs du Retezatu et de Petreanu, sans observer des phénomènes de contact¹⁾, ce qui indique au moins qu'elles sont plus jeunes que le Carbonifère.

Dans le Râul Șes et la Șeua Iepii, on rencontre des grès, des arkoses et des phyllites semblables à ceux du Lăpușnic. Au NE ils se dirigent vers le Râul Mare et Tomeasa, passant insensiblement à des phyllites à chlorite, à des schistes à chloritoïde, et à des grès sériciteux.

Compte tenu de ces faits, les phyllites du Râul Mare représentent un facies plus métamorphique de la Formation de Schela. D'ailleurs les schistes à chloritoïde de Rafaila, pincés eux aussi dans l'autochtone, ont été considérés par M. MRAZEC comme des équivalents de la Formation de Schela.

¹⁾ On peut observer un contact assez curieux qui, à première vue, semblerait éruptif, sur la crête de Zaicu en descendant de la bergerie vers la lisière de la forêt. A la limite des granites, les phyllites noires contiennent des lentilles de feldspath. Cependant les plaques minces montrent qu'il s'agit d'un contact mécanique.



MALM

Divers calcaires sont intercalés dans la Formation de Schela où s'y superposent. Les calcaires de Stănuleț font partie d'une zone plus étendue formant les crêtes de Piule et de Piatra Iorgovan. A partir de Soarbele, ces calcaires s'étendent le long de la Cerna en bandes étroites jusqu'à Băile Herculane. Dans la Valea Lăpușnicului, ils reposent sur des grès jaunâtres. Dans la Valea Paltinei, on les trouve sur les schistes noirs de la Formation de Schela. Les calcaires, d'une teinte blanche grisâtre, sont finement recristallisés et schisteux. Ils se débitent en paquets, sont bitumineux et deviennent plus clairs par oxydation. Ecrasés, ils dégagent une odeur caractéristique nauséabonde. On trouve également des calcaires blancs zacharoides plus recristallisés. Selon NOPCSA, l'âge des calcaires serait tithonique, à en juger d'après *Nerinea* sp. trouvée près de Piatra Iorgovan (39).

Les calcaires de Slăvei forment deux petites lentilles d'un blanc jaunâtre qui, à leur base, passent à des types schisteux ayant des parties riches en hématite. Les calcaires du barrage de Rotunda s'étendent sur quelques centaines de mètres entre les arkoses et les phyllites de la Formation de Schela. Leur couleur est blanche ou rougeâtre. Ils sont parfois plissotés comme des schistes.

Dans le Borescu Mare, les calcaires forment des parois abruptes de plus de cent mètres de hauteur. A la base, on remarque un passage vers la Formation de Schela, indiqué par la présence de certains schistes calcaires grisâtres. On observe également dans les calcaires des interstratifications argileuses noires. On les rencontre soit sous forme de calcaires grisâtres, schisteux, formant des bancs de 20—30 cm d'épaisseur, soit sous forme de calcaires massifs gréseux, parfois granuleux et recristallisés, parfois presque compacts. L'on trouve souvent des types d'un gris noir très foncé.

Les calcaires de Fața Fetei sont blancs, recristallisés et présentent de la chlorite et de la séricite sur les plans de schistosité. Bien que ces calcaires soient plus cristallins et présentent l'aspect de cipolins, ils appartiennent probablement eux aussi au Malm. Dans la vallée du Râul Șes et à Gura Apei se trouvent des intercalations de calcaires dans les phyllites de la Formation de Schela ; ils sont parfaitement schisteux et recristallisés, assez ressemblants aux calcaires de Fața Fetei.

ZONE DE CĂLEANU

Nous n'avons affaire ici qu'à la ramification d'une zone beaucoup plus étendue qui, venant de Miroci Planina, en Serbie, passe au N d'Orșova, où elle se rétrécit, pour s'élargir au S de Corniareva. Au-dessous du Țarcu, elle se bifurque, formant la zone de Căleanu qui arrive jusqu'au Râul Șes où elle se lamine entre la nappe et l'autochtone et la zone de Muntele Mic qui, par



Scorila, atteint Poiana Mărului. Dans la zone de Căleanu, la série stratigraphique est continue, et semble aller du Lias au Crétacé inférieur inclusivement.

LIAS-DOGGER (?)

Le Jurassique commence par des arkoses et des grès quartzeux blancs, massifs, quelquefois conglomératiques, qui se désagrègent en grands blocs couverts de lichens calcifuges vert pomme. Les arkoses ressemblent à celles rencontrées à la base de la Formation de Schela, sur la rive droite du Lăpușnic. SCHAFARZIK les parallélise aux grès quartzeux de la base du Lias de Caraș-Severin. Entre les grès quartzeux et les arkoses, s'intercalent de gros paquets de schistes noirs, argileux et des schistes gréseux, grisâtres. Au N de Căleanu, les arkoses se superposent à des roches tufogènes vertes, mais ces rapports semblent être tectoniques.

Dans la Bistricioara, il n'y a plus d'arkoses. Ici apparaissent, d'une manière tout à fait locale, sur les brèches et conglomérats à gabbro, des calcaires gris clair à entroques, ainsi que des schistes calcaires surmontés de schistes et de grès grisâtres. On remarque un passage graduel vers les schistes et grès probablement liasiques. Les calcaires et les schistes calcaires pourraient aussi représenter le Trias.

Aux schistes et aux grès supposés liasiques succèdent des tufs diabasiques grossiers ; entre ces deux formations, s'intercalent parfois des schistes argileux rouges. Étant donné les rapports stratigraphiques qui existent dans la région de Corniareva (42) la sédimentation des tufs a dû s'effectuer entre le Lias moyen et le Tithonique.

MALM (?)

Les tufs diabasiques contiennent, dans leur partie supérieure, des intercalations de calcaires blanchâtres ou rougeâtres, parfois à entroques.

Aux tufs se superposent des schistes calcaires violets tirant sur le rouge, ainsi que de rares lentilles de calcaires recristallisés, probablement tithoniques.

CRÉTACÉ INFÉRIEUR (?)

Les dépôts qui suivent forment dans le Țarcu une bande étroite qui s'élargit beaucoup vers Pleșovăț. Des schistes argileux et marneux grisâtres ou noirs, ayant parfois un éclat graphiteux, reposent directement sur les tufs diabasiques ou sur les calcaires. Des schistes gréseux et des grès micacés, gris clair, sont rares ; des calcaires gréseux et des marno-calcaires compacts, généralement clairs forment des bancs minces de quelques centimètres. Les schistes marno-calcaires, particulièrement, sont traversés par de petites veines de calcite. Au point de vue lithologique, ce complexe ressemble, dans une



certaine mesure au Néocomien du Flysch carpatique (51, 53, 11). Nous ferons remarquer que le type argileux domine dans la région de Călcănu, tandis que les bancs gréseux ou calcaires ne forment que des paquets de peu d'importance.

Dans la vallée du Râul Șes, près d'un pointement de granite, se trouvent dans des blocs de grès grisâtres, extrêmement durs, de nombreuses sections longitudinales de *Bélemnites*. Outre ces *Bélemnites* nous avons également trouvé des *Pectens*, *Lima* ainsi qu'une *Ammonites* sp. A Șeaua Scheiului, l'on voit aussi des grès à fragments de *Bélemnites*. Dans la Valea Scheiului, SCHAFARZIK a signalé des fragments de *Phylloceras mediteraneanum*, ce qui l'a incité à attribuer cette formation au Dogger. Selon M. JEKELIUS, ces déterminations sont problématiques ¹⁾, étant donné que les espèces de *Phylloceras* ne sauraient être identifiées par des fragments de fossiles.

ZONE DE SOARBELE

Sous la Nappe gétique, en partant du cirque glaciaire de Soarbele et jusque dans la Valea Branului, apparaissent des roches fort variées comme aspect, appartenant aux dépôts sédimentaires de la nappe. Des roches conglomératiques, ainsi que des grès et des schistes, d'âge probablement crétacé, forment la majeure partie de cette zone. Des conglomérats violets ressemblant au Verrucano ont une extension des plus locales. Outre les formations sédimentaires, on observe aussi des roches granitiques et des diorites affleurant sous forme de lames arrachées de l'autochtone pendant le charriage de la nappe. Fort près du plan de charriage, se trouvent des roches mylonitiques. Toutes les roches de la zone de Soarbele ont d'ailleurs été fortement laminées.

GRÈS, CONGLOMÉRATS, SCHISTES (CRÉTACÉ ?)

Ces dépôts constituent une bande à peu près continue, interrompue seulement dans la Valea Paltinei, où une lame de granite se trouve emballée sous la nappe. Ils se superposent à la Formation de Schela d'une façon tectonique. Leur épaisseur apparente est grande, atteignant plus de 600 m. Il est difficile d'en préciser l'épaisseur réelle ou d'établir une succession stratigraphique à cause des répétitions et des plissements intenses qui les ont affligés.

Les roches dominantes sont des grès, parfois conglomératiques, laminés, de couleur verdâtre, présentant l'aspect de schistes cristallins. A l'œil nu, on distingue de nombreuses lamelles de muscovite et de chlorite. Ce n'est que sous le microscope qu'apparaît nettement la nature clastique

¹⁾ Communication orale.



des grès et des micro-conglomérats. Le quartz, en de petits grains ronds, est cimenté par une masse sériciteuse ou calcaire, tandis que la chlorite et la muscovite sont entassées dans des nids et fortement ployées. On observe parfois de la biotite; la chlorite n'est point de néo-formation, elle provient de la biotite et celle-ci de la désagrégation des schistes cristallins. Les morceaux de microcline ou de plagioclase sont beaucoup plus rares. Il en est de même pour les petits cristaux d'épidote, d'apatite et de rutile qui apparaissent sporadiquement.

La forte série des grès est accompagnée localement par des bancs de conglomérats et de brèches. En allant de l'E à l'W, on observe que des brèches prennent la place des conglomérats et que leur aspect devient de moins en moins typique. Les éléments constitutifs sont lentillés et, au premier abord, ces brèches peuvent être confondues avec des gneiss.

Les conglomérats les plus typiques se trouvent dans la Valea Paltinei. En escaladant les ravins du cirque glaciaire on trouve des dalles de conglomérats polygènes contenant des éléments bien cimentés (les dimensions des blocs varient de 5—10 cm, pouvant atteindre jusqu'à 30 cm). On rencontre des blocs de roches cristallines, des calcaires, divers schistes cristallins bien arrondis ou à contours anguleux.

Les schistes cristallins appartiennent à la série du Lotru; ce sont principalement des paragneiss à grenats et des schistes micacés ayant de la biotite partiellement chloritisée. Des blocs de pegmatites et des roches aplitopegmatiques à mica blanc sont très fréquents. Ces roches sont composées uniquement de plagioclases, de quartz et de muscovite, auxquels s'ajoute aussi quelquefois du microcline. Elles pourraient aussi appartenir à la série du Lotru.

Les blocs de calcaires, quoique peu nombreux, sont pourtant variés en tant qu'aspect; les uns, de couleur gris ou rose, compacts, ressemblent aux calcaires tithoniques que l'on trouve sur la Nappe gétique. D'autres, jaunâtres, parfois recristallisés, contenant des lamelles de muscovite, se débitent en paquets. Les calcaires recristallisés ont un âge incertain. Certains calcaires, probablement tithoniques, contiennent des spicules d'*Echinides*, visibles seulement en plaques minces. De petits blocs anguleux de schistes verdâtres et rouge foncé se trouvent, de façon sporadique, dans les conglomérats.

Les grès chloriteux passent, autant à leur base qu'à leur partie supérieure, à des grès calcaires grisâtres et à des schistes argileux noirs. Quelquefois ce passage est aussi latéral. A Soarbele et dans la Valea Paltinei, le complexe présente des variations de facies surprenantes. Dans la Valea Paltinei, les grès calcaires forment des bancs en relief. Par altération atmosphérique, ils prennent une teinte brune tirant sur le jaune. Les schistes argileux noirs sont très fins et se défont en plaques minces comme les ardoises. A côté de



ces roches on observe aussi des intercalations de schistes rouges tirant sur le violet et des grès calcaires roses. A la partie supérieure du complexe l'on remarque aussi un conglomérat quartzeux assez semblable à ceux du Trias des Carpates orientales.

Sur la crête de Soarbele, les grès quartzeux micacés et les schistes argileux noirs ressemblent aux roches de la Formation de Schela. Sous le microscope, on observe que les grès sont nettement différents. On remarque dans un mosaïque de quartz la présence de nombreuses lamelles de biotite plus ou moins chloritisées, ainsi que de la muscovite. Le fait que la biotite et la muscovite font généralement défaut dans les roches de la Formation de Schela écarte toute possibilité de confusion. D'ailleurs, les schistes noirs passent à des conglomérats contenant des éléments de schistes cristallins de la série du Lotru. Toujours sur la crête de Soarbele l'on rencontre, entre les schistes argileux noirs, des intercalations de phyllites vertes chloriteuses, d'extension locale. Des calcaires en bancs de quelques centimètres d'épaisseur sont intercalés autant entre les conglomérats qu'entre les grès, surtout dans la partie E de la zone.

L'étude des éléments qui se trouvent dans les conglomérats et dans les brèches démontre que ce complexe s'est formé aux dépens de la série cristallophyllienne du Lotru. Son âge est plus difficile à préciser en raison du manque de fossiles. Toutefois, la présence de calcaires semblables à ceux du Tithonique indiquerait un âge post-jurassique. Mais à côté de ces blocs se trouvent aussi des roches aplito-pegmatiques qui pourraient appartenir tout aussi bien à la série du Lotru qu'aux massifs autochtones. Il n'est point exclu que ces blocs proviennent non seulement de la nappe, mais aussi de l'autochtone. Il est bien possible que, durant la sédimentation des conglomérats, ces unités se soient trouvées fort rapprochées et que ces roches se soient formées durant l'orogénèse crétacée. D'après STRECKEISEN (52), les mouvements se sont effectués en deux phases dans le Banat. L'une aurait eu lieu entre le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur, l'autre après le Cénomanién et avant le Sénonien.

Les conglomérats ont dû se déposer dans la partie frontale de la nappe, après la première phase de mouvements, par conséquent entre l'Aptien inférieur et le Cénomanién supérieur après quoi s'est produit un nouvel avancement de la nappe qui a chevauché les dépôts crétacés sinorogéniques¹⁾.

VERRUCANO (?)

Dans le voisinage du plan de charriage, affleurent des schistes argileux violets tirant sur le vert, ainsi que des roches conglomératiques quartzueuses,

¹⁾ On a attribué ces dépôts à tort aux schistes cristallins. Toutefois, il est intéressant de remarquer que, sur la carte 1: 1.500.000 de l'Institut géologique de Roumanie, une bande de Crétacé y est indiquée.

violettes, puissamment plissées. Quoique très laminées, elles n'en ont pas moins gardé le caractère des roches sédimentaires, ressemblant au Verrucano de Sturu, qui repose sur la série cristallophyllienne du Lotru.

KLIPPES DE RABOTAGE

Une lame de roches granitiques se trouve coincée entre la Nappe gétique et la Formation de Schela à l'W de la Valea Paltinci.

Ce sont des granites à muscovite, ressemblant à certains granites marginaux du Retezatu ou de Pietrei. Leurs éléments sont quelque peu orientés, les granites présentant une texture gneissique peu prononcée. Le plagioclase est séricitisé et peut constituer jusqu'à 40% de la roche. Le quartz (20—30%) n'est point granulé, ayant des extinctions onduleuses qui peuvent atteindre une différence de 40—50°. Le feldspath potassique est subordonné (5—10%) et forme rarement des plages contenant des inclusions de plagioclase. La muscovite semble être secondaire, provenant en partie de la biotite. Les phénomènes de cataclase ne sont pas trop prononcés.

A la base du Borescu, non loin de la Valea Branului, des roches dioritiques forment une bande allongée, entourée partiellement de schistes noirs, probablement mésozoïques. Ces diorites, de couleur vert clair, sont massives ou légèrement schisteuses et constituées de plagioclase (60—80%), de quartz (5—10%) et d'épidote (10—15%).

Les roches sont puissamment laminées et ressemblent aux termes plus acides des diorites de la série du Lotru. Il est pourtant possible qu'elles représentent, tout comme les granites de Paltina, une lame de roches éruptives arrachées de l'autochtone par la nappe.

ROCHES MYLONITISÉES

Le long du plan de charriage, et aussi tout près de ce plan, on rencontre des roches de plus en plus laminées. Les grès et les conglomérats chloriteux crétacés sont à ce point mylonitisés qu'ils changent complètement d'aspect. On trouve encore des roches compactes vertes à épidote avec de petits phénocristaux de plagioclase; elles peuvent représenter des ophiolites mésozoïques laminées. D'autres roches vertes révèlent, à l'examen microscopique, une structure clastique, mais on ne peut guère affirmer si les éléments sont détritiques ou s'ils ont été arrondis par des mouvements différentiels. Parmi ces roches vertes, les unes, examinées au microscope, ressemblent à des porphyres quartzifères. Parfois des mylonites schisteuses noires ressemblent aux phyllites de la Formation de Schela; elles pourraient représenter des gneiss extrêmement laminés. En outre, on doit mentionner aussi divers schistes calcaires violacés et verts, d'âge incertain.



OPHIOLITES ET TUFFS OPHIOLITQUES

Des roches éruptives ont pénétré entre les sédiments mésozoïques ou se sont insinuées entre ceux-ci et le socle cristallin.

Leur venue est peut-être antérieure à la grande phase de diastrophisme mésocrétacé, car elles n'ont utilisé nulle part le plan de charriage. L'extension des ophiolites est limitée ; on ne les rencontre que dans la partie W de la région étudiée, c'est-à-dire dans la zone de Căleanu. Outre de rares affleurements de roches intrusives basiques, on rencontre des brèches et des conglomérats à gabbros. Un peu plus près du plan de charriage sont cantonnées des porphyrites diabasiques avec leurs tufs.

DIORITES, GABBRODIORITES, SERPENTINES

Parallèlement à la Valea Șuculețului, trois petits massifs ophiolitiques pointent soit entre les schistes cristallins de l'autochtone et les roches tufogènes mésozoïques, soit à l'intérieur des schistes cristallins. Ces massifs sont constitués par des roches intrusives basiques et ultrabasiques.

Les gabbrodiorites sur le flanc N du Căleanu (cote 971) présentent des passages à une serpentine compacte, phénomènes minutieusement décrits par SCHAFARZIK (43, p. 145). On peut parfois encore distinguer des cristaux de diallage entourés de biotite ; d'autres fois ils sont presque complètement ouralitisés. Les plagioclases sont transformés en saussurite avec formation d'albite limpides. Certaines parties sont composées de biotite, de muscovite et d'hornblende ouralitique disposées en nids. D'autres roches contiennent des cristaux idiomorphes de biotite, chloritisés dans un fond de minéraux chlorito-serpentineux, ce qui a déterminé SCHAFARZIK à les décrire comme des minettes.

CONGLOMÉRATS ET BRÈCHES À GABBROS

Les gorges escarpées de la Valea Șucului, dénommées Glamuri, situées au S de Poiana Mărului, sont constituées par ces roches qui s'étendent vers Poiana-Nedei, occupant une assez vaste étendue. Vers le SE de ces affleurements apparaissent des brèches et des conglomérats à gabbros sur la plateforme de Bistricioara et du Baicu, occupant une région encore plus grande.

1. Les conglomérats et les brèches de Șucu-Poiana Nedei sont constitués par des fragments plus ou moins arrondis de gabbros ouralitiques. En lames minces, les grands cristaux d'ouralite sont légèrement verdâtres, avec de petites bandes plus colorées, disposées parallèlement aux directions de clivage. Sur ses marges, l'ouralite passe quelquefois à une hornblende brune tirant sur le vert ou entièrement brune ; son intérieur recèle encore de rares fibres de diallage. Le plagioclase est saussuritisé, avec formation d'albite.



En dehors des roches massives, on trouve encore des gabbros parfaitement schisteux. On constate que l'ouralite en agrégats quelquefois fibreux, constitue des bandes alternantes avec d'autres formées de plagioclases, complètement saussuritisées et des aiguilles de hornblende actinolitique. Un mica vert secondaire est quelquefois disposé en nids.

En plus des blocs de gabbros, on rencontre aussi, mais beaucoup plus rarement, des roches blanchâtres, tonalitiques, massives, composées de plagioclase séricitisé, entouré d'une zone albitique claire et de quartz.

2. Les brèches et les conglomérats de Baicu contiennent des blocs de gabbros en tant qu'élément dominant, ensuite des roches tonalitiques et, sporadiquement, des schistes cristallins.

Les gabbros sont généralement phanéritiques (pl. I, fig. 4), mais on rencontre aussi des roches finement granulées rappelant les amphibolites, le diallage étant ouralitisé. Le diallage et le plagioclase se pénètrent, ce qui produit une sorte de texture graphique. Le diallage, en grandes plages gris cendré ou brunes, présente une extinction variant entre 39° et 40° . On trouve sur ses bords un peu de chlorite ou de l'ouralite fibreuse. L'ouralite peut remplacer complètement le diallage, constituant une foule d'agrégats de petits cristaux ou de grandes plages assez homogènes. Les bords de l'ouralite vers le feldspath calcosodique sont d'un vert plus foncé. Une hornblende brune limite quelquefois l'ouralite ou bien se trouve incluse dans le diallage. Parfois cette hornblende peut aussi entourer le minerai. Elle est assez pléochroïque et contient toujours un pigment noir. Le plagioclase est transformé en partie en saussurite, en partie en séricite. Les accessoires sont représentés par l'apatite et le leucoxène.

Les gabbros en arrivent à former de petits massifs au NE de Vârful Baicului ou dans le cirque de Mătania où l'on remarque une disposition rubannée des éléments.

Les roches tonalitiques sont blanchâtres, l'élément mélanocrate étant peu abondant. Le plagioclase est séricitisé et contient des microlites de zoïsite ; sur ses bords se développe de l'albite, qui montre une structure en échiquier. Le quartz est peu répandu (15%).

On ne remarque pas toujours un ciment d'aspect nettement sédimentaire ; les contours des éléments sont imprécis, les roches ressemblant à des brèches éruptives. Habituellement, les morceaux arrondis (planche I, fig. 4) sont liés par un ciment gréseux formé de plagioclases de hornblende, de diallage et d'un peu de quartz. C'est surtout sous le microscope que les minéraux de ces parties gréseuses arkosiennes montrent des contours anguleux, ce qui prouve que le transport du matériel n'a pas eu lieu sur de grandes distances. Parfois on observe latéralement un passage à des couches microconglomératiques et aussi gréseuses (par exemple non loin de la côte 1868), tandis qu'à la partie supérieure du complexe se trouvent même des intercalations argi-



leuses et gréseuses gris clair. De telles intercalations sont visibles dans la paroi S du Mont Nevoia, un peu plus à l'W de Iezeru.

L'âge des brèches et des conglomérats à gabbros est fort difficile à préciser. SCHAFARZIK admettait pour ceux de Baicu un âge paléozoïque, probablement carbonifère inférieur, se basant sur la transition que présentent ces conglomérats vers les schistes cristallins sur lesquels ils reposent, dans la région de Dalciu (43). On remarque, en effet, dans les horizons inférieurs, des intercalations de phyllites noires. A la base des conglomérats, ces phyllites noires constituent une zone continue allant de Zănoaga Varângului jusque dans la région de Nedeia, zone qui peut très bien être séparée de celle

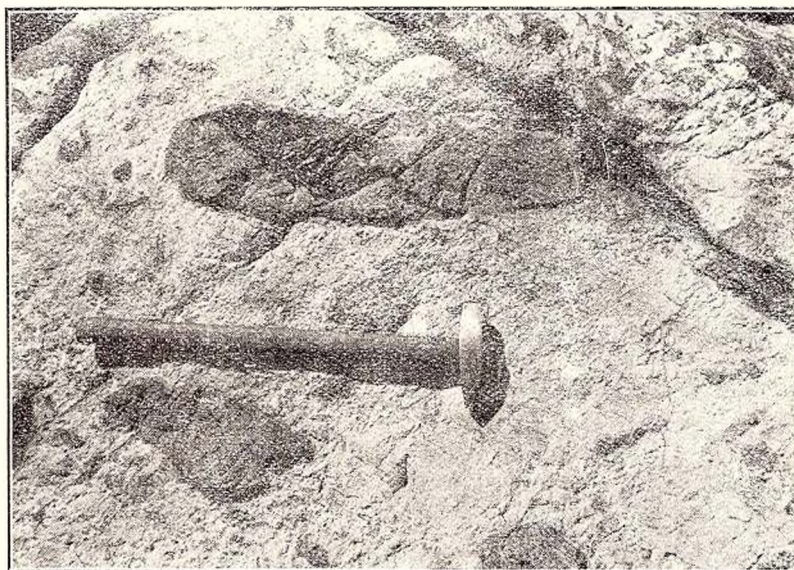


Fig. 3. — Conglomérat à gabbro de Baicu

Cliché Th. Kräutner

des schistes verts au-dessus de laquelle elle repose. Les phyllites puissamment laminées et plissotées sont charbonneuses ; elles contiennent parfois de la chlorite, visible uniquement sous le microscope. Dans les cirques glaciaires de Dalciu et Frâncu, elles contiennent des intercalations de calcaire fort peu recristallisé, ainsi que de rares filons de porphyre quartzifère et de lamprophyre. En général, leur aspect pétrographique les rapproche beaucoup plus des phyllites mésozoïques que des schistes cristallins. On ne remarque d'ailleurs point de transition vers ceux-ci.

Comme SCHAFARZIK l'a montré, le manque de matériel porphyrique dans les conglomérats est frappant. Suivant cet auteur, à Pleaşa, près de Vârciorova (Caransebeş), et à Văratca, le Permien contient de nombreux blocs de

porphyre, dont l'absence dans les conglomérats de Baicu, constituerait une preuve qu'ils sont antépermien. SCHAFARZIK cite, à l'appui de cette opinion, les conglomérats et les grès sans éléments de porphyre d'âge carbonifère de la région de Corniareva et de Rusca, fait qui ne constitue pas un argument décisif pour attribuer les conglomérats de Baicu au Carbonifère. Nous avons vu qu'une transition vers les schistes cristallins n'est pas observable.

Près de Poiana Mărului, sur le sentier de Scorila (cote 1450) affleurent des conglomérats à gabbros accompagnant des schistes et des phyllites noires. Ces dernières forment une zone qui borde le Muntele Mic jusqu'à Șeroni où elle s'unit à la zone mésozoïque de Căleanu. Ces considérations nous ont incité à ranger les brèches et les conglomérats à gabbros dans le Mésozoïque, encore qu'un âge paléozoïque ne soit point exclu.

ROCHES ET TUFES DIABASIQUES

Sur les versants N et W du Țarcu, se développe une bande de tufs diabasiques renfermant des filons de porphyrites diabasiques. On a observé dans cette région la présence de 20 sills dont l'épaisseur moyenne varie de 2 à 3 m. Le contact des filons avec les roches environnantes est net; quelquefois, on observe la présence de laves et de produits pyroclastiques. Au-dessus du sentier qui traverse le Țarcu, quelques sills viennent en contact avec des lentilles de calcaire. Les roches des Saltbandes sont alors épidotisées (jusqu'à 60% d'épidote), contenant des phénocristaux de plagioclase albitique. Tout près du contact, on peut voir une concentration de substances ferrugineuses colorant le bord des filons en rouge foncé. Les calcaires sont complètement recristallisés et contiennent un peu d'albite, de l'épidote et de l'hématite.

a) *Porphyrites diabasiques*. Ce sont des roches compactes, massives ou quelquefois schisteuses, de couleur verte et parfois aussi grise, contenant des cristaux d'augite. On observe une structure porphyrique, les phénocristaux étant logés dans une pâte à structure intersertale, hyalopilitique, parfois fluidale.

L'augite constitue des phénocristaux idiomorphes légèrement corrodés, d'une teinte violacée ou rougeâtre, plus prononcée sur les bords, étant donné qu'elle est un peu zonaire. Du fait de la protoclase, les cristaux sont déformés et souvent décollés. L'augite est dispersée, présentant des couleurs anormales de biréfringence et quelquefois une structure en sablier. L'extinction $c:ng$ qui varie de 45° — 49° , la forte dispersion, aussi la coloration indiquent une augite titanifère. Dans certaines roches, l'augite est presque fraîche; dans d'autres on remarque un remplacement progressif par des minéraux secondaires. A l'intérieur des cristaux d'augite, on observe des



lamelles de biotite ou des nids de chlorite et de hornblende. Bien souvent de petites veines de bastite ou de chlorite traversent l'augite dont les extrémités sont entourées de chlorite et d'un peu d'épidote ou bien encore d'une hornblende ouralitisée fibreuse et de calcite. Parfois les cristaux d'augite sont remplacés par des chlorites criblées de grains d'épidote, titanite et calcite.

Les phénocristaux de plagioclase sont rares et malaisé à identifier, parce qu'ils sont épidotisés et séricitisés. Parfois, au lieu des plagioclases basiques, apparaît une albite limpide.

La pâte est microcristalline, ayant des cristaux isométriques d'augite et de tout petits bâtons de plagioclase. Fréquemment la pâte a subi les mêmes transformations que les phénocristaux; on voit de rares cristaux d'albite dans une masse confuse d'épidote, calcite, séricite, hornblende actinolitique et minéral. D'autres fois, la pâte devient par dévitrification cryptocristalline et prend une teinte foncée due à l'entassement de l'épidote et de la titanite, qui arrivent à constituer plus de 5—10% de la pâte.

Toutes les transformations plus ou moins prononcées, subies par les phénocristaux ainsi que par les minéraux de la pâte, ne sont pas dues à des processus d'altération, car généralement les roches du Țarcu sont très fraîches. Les porphyrites diabasiques ont été soumises à des actions pneumatolytiques et hydrothermales. Des phénomènes semblables viennent d'être étudiés minutieusement par M. P. BEARTH pour les diabases de la Silvretta (2).

b) *Diabases*. Dans le voisinage des porphyrites diabasiques de la cote 2058 du plateau de Căleanu, on trouve des diabases proprement dites, massives à géodes miarolitiques, tapissées de cristaux de calcite ou d'épidote et à grains d'albite. La texture des diabases est radiaire; leurs composants, l'augite et les plagioclases, forment des prismes qui se pénètrent ou bien des agrégats.

On rencontre encore entre les tufs des intercalations de diabases amygdaloïdes ferrugineuses. C'est un réseau formé de substances ferrugineuses contenant des microlites de plagioclase acide. Les amygdales sont remplies de calcite parfois sphérolitique et de chlorite disposée d'une façon concentrique, cette dernière tendant à remplacer la calcite.

c) *Spilites*. Ces roches se rapprochent, en quelque sorte, des diabases décrites plus haut, bien qu'on les rencontre encore dans d'autres formations¹⁾. Les spilites qui se trouvent à la base des conglomérats à gabbros, dans la Valea Șucului, ont une structure diabasique divergente assez typique. La roche est constituée par de petits bâtons d'albite, de la hornblende actinolitique aciculaire, de l'épidote et des lamelles de chlorite.

¹⁾ Sur la carte géologique ci-jointe ces filons de spilites sont notés par erreur avec la lettre *λ* qui indique les lamprophyres.



Le filon situé dans le cirque glaciaire de Varâng, qui traverse les phyllites noires, contient aussi de petits bâtons de biotite chloritisée et une hornblende verte tirant sur le brun. Entre les schistes argileux du Jurassique de Căleanu, se trouvent des roches spilitiques cendrées, parsemées de petites amygdales. Dans une masse grise tirant sur le brun, presque opaque, on distingue des microlites de plagioclase albitique. Les amygdales contiennent de la calcite et de la chlorite.

d) *Kératophyres*. Nous devons mentionner ici un filon situé à côté d'un autre filon de porphyrites diabasiques près de la clairière de Drăgan (Țarcu). Les phénocristaux arrondis de plagioclase albitique, non maclés, à structure en échiquier, sont entourés d'une pâte microgrenue composée de plagioclase et d'hématite.

e) *Laves, roches pyroclastiques, tufs diabasiques*. Ces roches forment un complexe d'une épaisseur de plus de 700 m intercalé entre les grès liasiques (?) et les schistes crétacés inférieurs (?) de Căleanu et Țarcu. Des roches compactes peu schisteuses, de couleur vert foncé, dans lesquelles on distingue de petits phénocristaux de plagioclase, semblent être d'anciennes laves (surtout sous le microscope). Bien que leur texture soit brècheuse ou fluidale, elles n'en sont pas moins légèrement schisteuses sous l'effet du laminage. Les phénocristaux de plagioclase albitique, un peu brunis, sont quelquefois arrondis. L'albite est partiellement remplacée par de la calcite. Certaines parties contiennent des agrégats à structure trachytique, formés exclusivement de microlites de plagioclase. La masse dévitrifiée, cryptocristalline, contient des grains d'épidote, des substances limonitiques et de la calcite. Elle est traversée par un réseau de chlorite parsemé de minéral.

Les roches pyroclastiques, beaucoup plus rares, sont formées de fragments anguleux de pâte vitreuse, de blocs de diabases à structure intersertale et de cristaux de plagioclase disposés de façon disparate.

Les tufs diabasiques, d'aspect fort varié, sont aussi les plus répandus ; ce sont des roches gréseuses et microconglomératiques, schisteuses par laminage. Elles présentent des teintes différentes, mais c'est le vert et le gris qui dominent. Des fragments, d'un blanc mat, kaolineux et ordinairement lenticulaires, ne manquent jamais dans ces tufs. Les oxydes de fer leur impriment parfois une teinte rougeâtre tirant sur le violet, ce qui a fait confondre ces roches autrefois avec les grès et les conglomérats permien.

Les tufs contiennent de rares bancs de calcaires, gréseux, gris vert, ou même des calcaires recristallisés, légèrement rougeâtres. Ceux-ci sont plus fréquents à la partie supérieure du complexe.

Sous le microscope, les tufs se montrent lenticulaires, brècheux, contenant des fragments anguleux de plagioclases albitiques, du quartz, de la chlorite et des parties argileuses séricitisées ou calcaires.

f) *Roches tufogènes vertes*. On rencontre, sous les arkoses et les grès de Căleanu, des roches tufogènes vertes qui s'étendent des sources du Șuculețul au sommet de Brusturu. Examinées à l'œil nu, ces roches ressemblent beaucoup plus aux schistes verts du massif de Petreanu qu'aux tufs diabasiques du Țarcu.

Les roches tufogènes, très finement pélitiques ou bien gréseuses, présentent une teinte verte tirant sur le gris. Elles sont assez bien litées et se détachent en plaques. Elles contiennent des plagioclases séricitisés en petits prismes ou en grains, ainsi que des lamelles de chlorite et de biotite limonitisée et de la calcite. Des parties nettement tufogènes alternent avec des bancs gréseux micacés. Il n'est guère possible d'établir une démarcation entre les roches gréseuses nettement sédimentaires et les roches tufogènes.

Les rapports avec les autres formations ne sont pas clairs, parce que celles-ci ont à leur base des schistes noirs d'âge probablement liasique et à leur partie supérieure les arkoses de l'horizon inférieur du Lias (?). Ce pourrait être une succession inverse compliquée par des répétitions. Il se peut aussi que ces roches tufogènes représentent le Trias ou même une formation plus ancienne.

ROCHES FILONIENNES

Quelques filons de lamprophyres et des porphyres quartzifères accompagnent les conglomérats à gabbros, les phyllites de Dalciu et les roches tufogènes vertes.

a) *Lamprophyres*. Dans la bordure gauche du cirque de Varâng se trouve, intercalée entre les phyllites noires, une kersantite présentant sous le microscope une structure holocristalline porphyrique. La biotite, sous forme de phénocristaux corrodés, brun orange, est en partie décolorée et chloritisée suivant les directions de clivage. Les phénocristaux de plagioclase sont presque totalement remplacés par de la calcite. La pâte est constituée par des grains de plagioclase albitique et de nombreux prismes d'apatite. La kersantite du cirque de Mățania¹⁾ ou celles de Bistricioara sont encore plus transformées. Les structures semblent être quelquefois divergentes, mais les transformations les rendent méconnaissables. La biotite, en phénocristaux ou en petits bâtons, est chloritisée et limonitisée; la masse de la roche est réduite à un agrégat d'albite et de calcite.

b) *Porphyres quartzifères*. Ces roches blanches, tirant légèrement sur le brun, sont parfaitement schisteuses, avec des faces un peu séricitées; elles traversent les roches vertes tufogènes. Un filon de porphyre quartzifère a été

¹⁾ Le pointement est situé à l'E du Baicu.



aussi rencontré entre les phyllites noires de Dalciu. La structure porphyrique n'apparaît nettement que sous le microscope. Bien qu'elles soient schisteuses, on ne remarque pas toujours un laminage très prononcé. Les phénocristaux de quartz sont typiques, présentant des bords corrodés, tandis que ceux de plagioclase, plus idiomorphes, ont été séricitisés. La séricite forme des agrégats fibreux microlitiques. La pâte est composée de quartz et de plagioclase, auxquels s'ajoutent de la séricite, de la calcite et quelquefois de la limonite.

TECTONIQUE

On se rappelle que la série cristallophyllienne du Lotru est charriée sur les roches granitiques et leurs couvertures cristallines et sédimentaires. Si l'on consulte la carte tectonique ci-jointe, on remarque que la série du Lotru, qui constitue les Monts du Godeanu, est entourée de sédiments mésozoïques. Ainsi que l'a établi MURGOCI, le Godeanu représente un lambeau de recouvrement de la Nappe gétique. D'après les rapports existants dans la région de Brezoi¹⁾ et le plateau de Mehedinți, le charriage a dû s'effectuer durant le Crétacé.

Les schistes cristallins de la série du Lotru du groupe I (MRAZEC) occupent les cimes et les contreforts élevés du Godeanu et du Țarcu, tandis que les sédiments s'enfoncent partout sous l'unité gétique. Nulle part, comme dans le Țarcu, cette superposition anormale n'apparaît aussi évidente. Avant de passer aux observations sur le charriage, il sied d'examiner les unités tectoniques.

STRUCTURE DES MASSIFS

On peut constater dans le groupe du Retezatu-Petreanu que les massifs granitiques ont une orientation selon des lignes parallèles dirigées NNE. Les granites du Râul Șes, du Retezatu et de Șucu suivent cette disposition, et dans une certaine mesure aussi ceux du Petreanu, de même que plus à l'W les granites de Muntele Mic. L'intrusion des granites semble s'être produite suivant des lignes structurales durant des anciens plissements. Comme M. MRAZEC admet pour les granites des Carpates méridionales un âge carbonifère (32), leur mise en place a par conséquent dû s'effectuer pendant l'orogénèse hercynienne.

La couverture schisteuse cristallophyllienne des granites a été voûtée lors de l'arrivée du magma. Le bombement est plus évident autour des granites de Pietrei, où la couverture schisteuse présente un pendage de 20°—30° vers le SW, et dans le Zaicu où les pendages périclinaux atteignent 40°—55°. Dans le Retezatu et le Petreanu, la couverture est réduite, de sorte qu'il est malaisé de suivre son établissement. Le massif granitique de Șucu chevauche, par endroits, les schistes cristallins, par suite de mouvements plus récents. En gé-

¹⁾ A Brezoi, le Sénien débute par des conglomérats qui sont transgressifs sur la nappe.



néral, l'enveloppe cristallophyllienne n'a pas été décollée ultérieurement des granites, puisqu'on remarque presque partout des auréoles de contact thermique autour des roches éruptives. De même, les schistes cristallins n'ont pas subi de plissements importants qui les ont pincés entre les granites.

Les blocs rigides des massifs ont subi des dislocations pendant l'orogénèse crétacée. Le massif du Retezatu s'est incliné vers le NW, en chevauchant les sédiments du Râul Mare. On remarque, vers le S, un déversement du Retezatu vers le bassin tertiaire de Petroșani. Le Retezatu se présente donc comme un grand anticlinal aux bords déversés vers l'extérieur. On peut se demander s'il ne représente pas un pli couché chevauchant les sédiments mésozoïques. Il n'existe aucune indication sûre à l'appui de cette dernière hypothèse. Le Retezatu est, plus probablement, enraciné comme les autres massifs constituant l'autochtone. Dans la synthèse des Carpates de M. I. P. VORȚEȘTI (59) le Retezatu forme une « nappe écaille » (digitation) qui appartiendrait à la Nappe gétique. Les différences pétrographiques entre les séries cristallophylliennes excluent la possibilité qu'elles pourraient appartenir à un fondement commun dont elles se seraient détachées ; d'autre part, les rapports tectoniques existants ne permettent guère d'autre interprétation que celle donnée par MURGOCI (37).

Dans le massif de Petreanu, la zone des schistes verts semble constituer une sous-unité qui a été déplacée. Entre les granites de Pietrei et cette zone, s'interposent plusieurs lames de phyllites noires mésozoïques. Sur les flancs du granite, les schistes verts n'ont pas subi les effets du métamorphisme de contact et la limite ne présente qu'une très faible inclinaison.

De quel ordre ce déplacement peut-il bien être ? On ne saurait y répondre d'une manière précise, encore qu'il semble qu'on ait affaire à un décollement assez important. Si l'on poursuit vers l'E la zone des schistes verts, on observe qu'à partir de Corciova elle chevauche les phyllites noires mésozoïques puis la limite se rapproche ensuite de la verticale, oscillant tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. Des lames de granite suivies de calcaires tithoniques (?) s'intercalent entre les phyllites et les schistes verts. Au S du Râul Șes, les schistes verts se superposent au Mésozoïque, mais se trouvent chevauchés par le granite (on observe ici des phénomènes de contact thermique). Dans la région de Bran, après avoir chevauché localement les sédiments jurassiques, les schistes verts s'enfoncent sous les dépôts mésozoïques pour pointer de nouveau sur la rive droite de la Valea Branului. Vers Poiana Mărului, les schistes chlorito-sériciteux viennent en contact avec les granites de Pietrei et les séparent des schistes verts. L'enfoncement des schistes sous les dépôts mésozoïques, ainsi que les déversements vers le N et le S, indiquent plutôt un décollement local limité entre Corciova et Poiana Mărului. Les effets des



mouvements carpatiques sur les massifs autochtones se font sentir par les déversements et par le décollement des schistes verts qui ont glissé sur la masse des granites.

LA NAPPE GÉTIQUE

Si l'influence du charriage se manifeste en toute évidence dans l'autochtone, elle est, par contre, des plus restreintes dans le Gétique. Le style du déplacement et la rigidité de la nappe ont été d'ailleurs remarqués par M. GHIKA dans la région du Lotru (12). Le déplacement « en bloc » a fait que la structure, probablement hercynienne, des gétides s'est conservée. On remarque parfois dans le voisinage du plan de charriage une concordance entre le fondement et la nappe. Les mylonites, en tant qu'effets du charriage, n'occupent que des zones restreintes.

Les paragneiss forment une large bande à disposition isoclinale accusant un pendage de 30° — 40° vers le S. Des gneiss mixtes et veinés constituent plus au N une zone anticlinale. Vers l'E, on trouve un faciès moins métamorphique de la série du Lotru, limité dans la zone du Borescu. On ne remarque cependant, de l'W à l'E, aucun passage graduel de métamorphisme. Une ancienne dislocation sépare la zone du Borescu du reste de la série. Par endroits, la ligne est mise en évidence par des mylonites ; elle a pu se déplacer durant la marche de la nappe.

En partant de Galbena—Borescu Mare, vers l'E, les schistes cristallins ne présentent plus des pendages uniformes vers le S. Du Vârful Galbena on observe une torsion ; en passant dans la zone du Borescu, les pendages s'orientent vers le N tandis que les schistes cristallins moins métamorphiques semblent être recouverts par les schistes à cristallinité plus prononcée. Ces rapports sont apparemment dûs au cycle hercynien. Outre ses caractères distinctifs purement pétrographiques, la zone du Borescu se distingue encore par l'allure tourmentée des plissements.

LE CHARRIAGE ET L'INFRAGÉTIQUE

Par leur faciès pétrographique, les séries cristallophylliennes qui constituent la Nappe gétique et l'autochtone présentent des différences très nettes. M. MRAZEC a fait ressortir les contrastes qu'offrent les schistes cristallins des Carpates méridionales en les classant en deux groupes (29—31). Mais outre ces dissemblances, les unités sont en plus séparées par l'Infragétique, constitué par des dépôts mésozoïques.

La superposition de la nappe sur les sédiments infragétiques est aisée à suivre sur toute son étendue. Le plan de charriage est en général légèrement incliné vers le S, mais la résistance opposée par l'autochtone, lui-même plissé, a déterminé le redressement, par endroits, de la surface de charriage.



Dans le Tarcu, la surface de charriage est presque horizontale, avec une légère disposition synclinale; tout autour, les dépôts crétacés s'enfoncent le long du contact anormal. Une inclinaison plus prononcée se manifeste vers l'Hideg, mais sans dépasser, à Sălătruc, plus de 30° . Entre les vallées de Cârnea et de Gugu, la surface de charriage a subi une inflexion, ce qui a déterminé l'apparition d'une fenêtre de schistes verts. Par relèvement axial de l'autochtone qui a produit un laminage prononcé la nappe vient en contact avec les schistes cristallins. Quand ces derniers s'enfoncent dans la région de Bran sous les dépôts jurassiques, nous assistons à un redressement de la surface de charriage. A partir d'ici, entre la nappe et le Jurassique, s'interpose la zone de Soarbele formée de grès et conglomérats crétacés (?) de la nappe, de lames de Verrucano et de roches intrusives arrachées de l'autochtone. Les grès et les conglomérats probablement crétacés se sont vraisemblablement formés à la partie frontale de la nappe après une première phase de plissements, et dans une seconde phase la nappe s'est avancée au-dessus de ces dépôts.

MURGOCI admettait qu'une partie des sédiments que l'on trouve sous la nappe représenteraient un flanc inverse (37). On peut se demander à ce sujet si les grès et les conglomérats — probablement crétacés — ne pourraient pas être considérés comme tels. La masse gétique en avançant, n'a pas engendré de grands plis couchés de style pénique, semblables aux plis cylindriques (ARGAND), mais a glissé sous forme de blocs rigides.

La région de Soarbele pourra élucider ce point. En effet, sur la crête de Soarbele, comme dans le Sturu, la nappe subit une inflexion assez accentuée. De ce fait la nappe s'amincit, et les sédiments permien, qui reposent sur le dos de la masse cristallophyllienne, l'enveloppent. Plus bas, dans la vallée de Soarbele, les schistes cristallins de la série du Lotru disparaissent, étant complètement recouverts par le Verrucano qui seul vient en contact avec le Mésozoïque de l'autochtone. On voit donc que la partie E du Godeanu apparaît comme une région frontale. Ces rapports sont évidents sur la coupe présentée par M. MRAZEC au Congrès géologique de Vienne (31). Si les sédiments, probablement crétacés, se trouvaient en flanc inverse, on aurait dû observer dans la région frontale un encapuchonnement de la nappe, dans les dépôts crétacés. En réalité, les schistes cristallins ne supportent pas les dépôts mentionnés plus haut, car ils disparaissent sous le Verrucano. La disposition de Soarbele ne saurait confirmer l'existence d'un vaste pli couché.

Pour en revenir à la région frontale du Godeanu, M. MURGEANU admet¹⁾ que la Nappe gétique n'a pas avancé d'une manière unitaire; latéralement elle arrive beaucoup plus au SE jusqu'à Vălari et Baia de Aramă. La masse du Godeanu peut être interprétée comme une digitation inférieure de la Nappe

¹⁾ Communication orale.



gétique, qui s'est arrêtée en face du bord résistant du massif Vulcan-Cerna. La Nappe gétique en mouvement passe au-dessus du double obstacle que forment le Godeanu et massif Vulcan-Cerna pour se diriger vers la dépression de l'Olténie.

Dans la région du Godeanu, la présence de la nappe est confirmée par des mylonites localisées à la base de la série du Lotru. Leur répartition et leur épaisseur sont en fonction de la résistance opposée par le fondement. La mylonitisation est plus accentuée dans la zone de relèvement des schistes verts, là où les sédiments mésozoïques font défaut, ce qui a entravé le glissement. Le laminage intense ne se produit pas uniformément, son action s'exerçant seulement sur certains paquets. Là où l'on trouve des sédiments sous la nappe, les phénomènes de mylonitisation sont tout à fait restreints, se réduisant à une cataclase peu prononcée.

Les mouvements orogéniques n'ont pas engendré des plis importants dans les sédiments infragétiques ; ce sont surtout des déplacements et des empilements de paquets qui se sont produits. Dans la vallée du Lăpușnic, sur les granites du Retezatu, affleurent des arkoses et, au-dessus d'elles, des schistes noirs suivis de calcaires et de nouveau de schistes noirs. Des lentilles de calcaire se trouvent pincées aussi bien entre les arkoses qu'entre les schistes noirs jurassiques. La zone semble représenter plutôt une répétition d'écaillés qu'un synclinal pincé. Plus à l'E, la masse des calcaires de Stănuț marque près du Lăpușnic un brusque arrêt provoqué peut-être par une faille (53).

Dans la Râul Mare, les phyllites noires sont enserrées entre les granites ; à partir du Râul Șes, elles se courbent vers l'W, étant chevauchées par les schistes verts. Des lames de granite venues du fondement affleurent ici près des phyllites mésozoïques.

La zone de Căleanu affecte une disposition isoclinale simple, depuis les arkoses probablement liasiques jusqu'au Crétacé inférieur (?).

Néanmoins les tufs qui normalement se trouvent sous le Crétacé, à Șeaua Scheiului le chevauchent en se courbant vers l'W. Le Crétacé est laminé, étant pincé entre les tufs et la masse des conglomérats à gabbros. Il apparaît encore dans la Valea Bistricioarei sous les grès et les schistes liasiques. Le Crétacé, entassé par endroits, arrive parfois aussi à être presque complètement laminé. Les conglomérats à gabbros sont eux aussi déplacés ; on observe à leur base une zone de schistes noirs mylonitisés. Les gabbros ne proviennent d'ailleurs pas du voisinage, puisqu'on ne rencontre des roches similaires que très loin de cet endroit.

Les déplacements observés ont dû se produire dans l'Infragétique successivement en s'amplifiant durant l'arrivée de la nappe. D'après MURGOCI, le charriage de la Nappe gétique s'est effectué entre le Barrémien et le Céno-manien. Les mouvements semblent s'être prolongés aussi par la suite. On



peut distinguer à ce sujet plusieurs phases du paroxysme crétacé. C'est ainsi que M. STRECKEISEN (52) établit dans le Banat une phase néocomienne supérieure et une autre phase entre le Cénomanién et le Sénonien, alors que M. CODARCEA admet un dernier avancement de la nappe après le Sénonien¹⁾. Le paroxysme principal a dû se produire pendant le Néocomien ; il reste à préciser si les mouvements tardifs ont affecté les gétides dans leur totalité.

Reçu: juin 1934.

¹⁾ Note présentée à l'Institut Géologique de Roumanie, séance du 25 mai 1934.



BIBLIOGRAPHIE

1. ARGAND E. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geol. Helvetiae*, Vol. XVI, 1916.
2. BEARTH P. Die Diabasgänge der Silvretta. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XII, 1932.
3. CHRISTA M. Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, LXXXI. Bd. Wien 1931.
4. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XV (1930), București 1931.
5. CZIRBUSZ G. Das Czarku-Gebirge. *Földrajzi közlemények*, XXX. Budapest 1901.
6. — A Godean hegység. *Ibid.*, XXXIII, Budapest 1905.
7. DALY R. A. Igneous rocks and their origin. New-York 1914.
8. ESKOLA P. On the petrology of the Orijärvi region. *Bulletin de la comission géologique de Finlande*. Helsingfors 1914.
9. — On the principles of metamorphic differentiation. *Comptes rendus de la Société géologique de Finlande*, Nr. 5, 1932.
10. — On the differential anatexis of rocks. *Ibid.*, 7, 1933.
11. GHERASI N. Note sur la géologie des Monts Godeanu et Țarcu. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XX (1931—1932). Bucarest 1934.
12. GHIKA ST. BUDEȘTI. Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotru-lui. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1931). București 1932.
13. — Le deuxième groupe cristallin et ses granits. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933), București 1936.
14. GOLDSCHMIDT V. M. Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. *Vidensk Skrifter, Mat.-nat. Kl.*, Nr. 10. Kristiania.
15. GRUBENMANN und P. NIGGLI. Die Gesteinsmetamorphose, I Teil. Berlin 1924.
16. HARKER A. M. Metamorphism. London 1932.
17. HOLMES A. Petrographic Methods and Calculations. II-nd Impression, London 1930.
18. HOLMQUIST. Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören Stockholm*. Bd. 43. 1921.
19. KRÄUTNER Th. Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Süd-Karpathen. *Verhand. des Siebenbürg. Vereins für Nat. zu Hermannstadt*. LXXIX. Bd. 29. 1929.
20. INKEY B. v. Die Transylvanischen Alpen vom Rothenturm bis zum Eisernen Thor. *Math. Naturwiss. Ber. aus Ungarn*. IX. 1. Hälfte, 1891. Budapest.
21. LACROIX. Mineralogie de Madagascar. T. II, 4-e partie, 1-ère division, Ch. II. Pegmatites. Paris 1922.
22. MACOVEI G. et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. 1931. București 1934.
23. MARTONNE EMM. DE. Sur le caractère des hauts sommets des Carpates Méridionales. *C. R. pour l'avancement d. sc.* Bucarest 1903—1905.
24. — Sur la plate-forme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie. *C. R. Acad. Paris*. T. CXXXVIII. 1904.
25. — Sur deux plans en relief de Parângu et de Soarbele. *Bull. Soc. Geogr. Rom.* 1906.



26. MARTONNE EMM. DE. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *Revue de Géographie* 1906—1907. Paris.
27. MANOLESCU G. Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. 1. București 1932.
28. — Levers géologiques dans la partie E des Monts Vulcan. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XX (1931—1932). București 1934.
29. MRAZEC L. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates roumaines. *Arch. sc. phys. et nat. Genève*. Genève 1897.
30. — Despre clasificarea cristalinului din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Științe București*. București 1897.
31. — Sur les schistes cristallins des Carpates Méridionales (Versant roumain). *C. R. IX-e Congr. géol. internat. de Vienne*. Vienne 1904.
32. — L'état des nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Prague 1931—1932.
33. MRAZEC L. et DUPARQ L. Sur un schiste à chloritoïde des Carpates. *C. R. Acad. Paris* 1893.
34. MURGOCI G. Contribution à la tectonique des Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris* 1905.
35. — Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris* 1905.
36. — Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Karpathes méridionales. *Ibid* 1905.
37. — The geological Synthesis of the South Carpathians *C. R. XI-e Congr. géol. internat.* 1910. Stockholm 1912.
38. NOPCSA FR. BARON V. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva, Rusz kabánya u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, Bd. XIV, Heft 4. Budapest 1905.
39. — Jurakalk vom Sztenuletye. *Föld. Közl. XXIX*. Budapest 1899.
40. PALIUC G. Recherches géologiques dans les Monts du Parâng. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933). Bucarest.
41. REINHARD M. *Universaldrehtischmethoden*. Basel 1932.
42. SCHAFARZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Örményes u. Vercserova S-lich von Karansebes im Komitate Krassó-Szörény. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1896. Budapest 1898.
43. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojana Mörul. (Bericht über die im Szarko-Godjan-Gebirge im Jahre 1897 ausgeführte geologische Spezial-Aufnahme). *Ibid. f.* 1899. Budapest.
44. — Über die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Klopotiva u. Malomvitz. (Bericht über die im Jahre 1898 im westlichen Retezat-Gebirge aufgenommene geol. Spezialaufnahme). *Ibid.* Budapest 1901.
45. — Reambulation in den südlichen Karpathen u. im Krassó-Szörényer Mittelgebirge im Jahre 1909. *Ibid.* 1909.
46. SCHMIDT O. Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *Dări de seamă Inst. Geol. Rom.* XVII. București 1931.
47. SCHMIDT W. Gesteinsumformung. *Denkschriften des Naturhistorischen Museums*. Wien 1925.
48. SPAENHAUER F. Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* XII. 1932.
49. STACHE u. HAUER. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.



50. ȘTEFĂNESCU S. Memoriu relativ la geologia jud. Mehedinți. *Anuarul Biroului Geologic*. București 1888.
51. STRECKEISEN A. Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. *Dări de seamă Inst. Geol. Rom.* XVII. București 1930.
52. — Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București 1932.
53. STRECKEISEN A. et GHERASI N. Recherches géologiques dans les Carpates méridionales entre la Vallée du Jiu, Caransebeș et les Portes de Fer. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XIX (1930—1931). Bucarest 1933.
54. STUR D. Bericht über die Übersichtsaufnahme des süd-westlichen Siebenbürgens im Sommer 1860. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1862.
55. — Bericht über die Geol. Übersichtsaufnahme SW Siebenbürgens. *Jarhb. d. k. k. geol. R.-A.* 1863.
56. — Die Umgebung von Cornia, Corniareva, Teregova, u. Slatina. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* 1869.
57. SUZUKI J. Über die Staurolith Andalusit Paragenesis im Glimmergneiss von Piodina bei Brissagv. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* X 1930.
58. VENDL A. Das Kristalin des Sebescher und Zibins-Gebirges. Budapest 1932.
59. VOITEȘTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muzeului de Geol. și Min. din Cluj*. Vol. III, Nr. 1, 1929.
60. WEINSCHENK. Beiträge zur Petrographie der Östlichen Zentralalpen speziell des Gross-venedigerstocks. II. Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. *Abhandl. d. II. Kl. d. k. Ak. d. Wissenschaften z. München*. XVIII, Bd. III. Teil.
61. WINCHELL A. N. Elements of optical mineralogy. Part. II. Description of minerals. New-York 1927.

PLANCHE I



PLANCHE I

- Fig. 1. — Le Baicu (2153 m) dans le groupe du Țarcu. Plate-forme de Borescu entaillée de cirques (en haut et à gauche cirque de Nevoia). Plus bas plate-forme de Râul Șes qui s'étend jusqu'à la sapinière dominant la vallée du Râul Șes (Téléphoto).
- Fig. 2. — Roches moutonnées (gneiss mixtes). Valea Scurtele dans le Godeanu, vue prise en aval de la bergerie.
- Fig. 3. — Filon de pegmatite formant des escarpements (au milieu). Versant Nord de Scurtele.
- Fig. 4. — Conglomérat à gabbro de Baicu.





Fig. 1

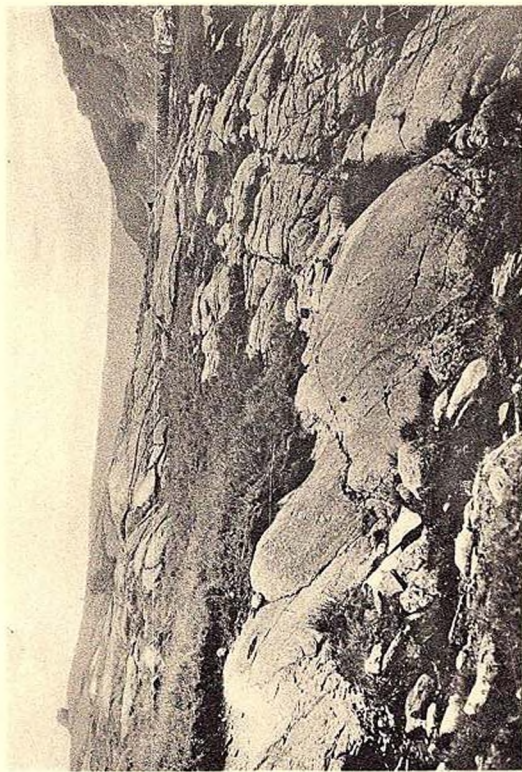


Fig. 2

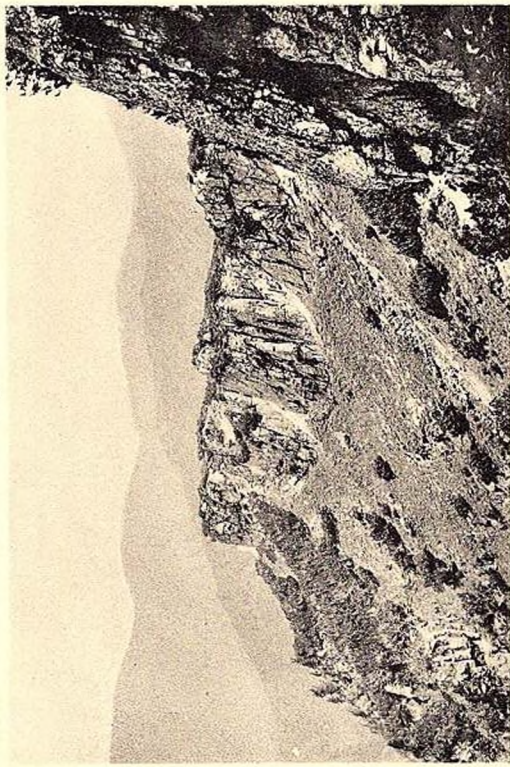


Fig. 3



Fig. 4

PLANCHE II



PLANCHE II

Fig. 1. — Lentille de pegmatite à bordure de biotite dans les gneiss mixtes de la Valea Scărișoara (Godeanu).

Fig. 2. — Schistes cristallins injectés lits par lits (contacts du granite de Pietrei). Sous le sentier de Cracul Roșu. Poiana Mărului.



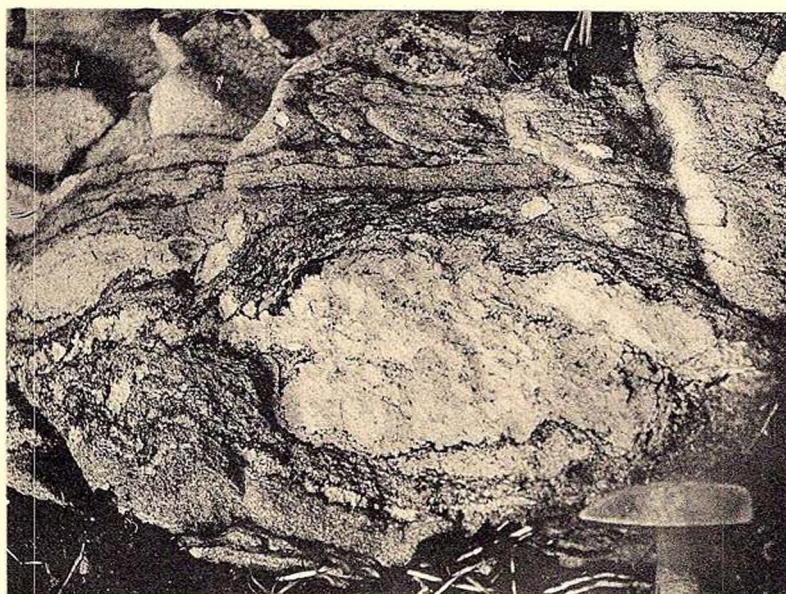


Fig. 1



Fig. 2

PLANCHE III



PLANCHE III

- Fig. 1. — Schiste à sillimanite. Paroi de Scurtele.
Sillimanite bacillaire en concrescence avec de la biotite, fond de quartz.
Lumière naturelle. $\times 17$.
- Fig. 2. — Gneiss à sillimanite. Arête N du Borescu Mare à l'W de la Stâna. Lumière naturelle. $\times 15$.
Sillimanite et fibrolite.
- Fig. 3. — Amphibolite à cummingtonite. Lac de Scărișoara.
Baguettes de cummingtonite maclée et tronçonnée dans un fond de plagioclases.
Nicols croisés. $\times 15$.
- Fig. 4. — Amphibolite à cummingtonite. Cirque glaciaire de Scurtele. Nicols croisés. $\times 13$.
Plagioclases et cummingtonite granoblastiques.
- Fig. 5. — Gneiss à anthophyllite. Lac de Scărișoara.
A gauche un cristal d'anthophyllite avec de nombreuses craquelures; grains de quartz et de plagioclases. Nicols croisés. $\times 13$.
- Fig. 6. — Roche à silicates. Paroi située au N du lac de Gugu.
Plagioclases et diopside granoblastiques. Nicols croisés. $\times 15$.

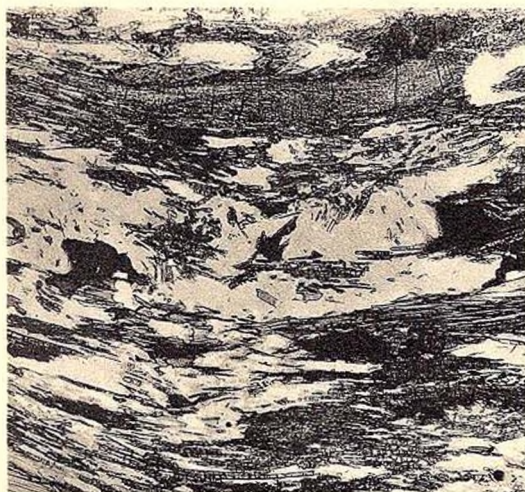


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5



Fig. 6

PLANCHE IV



PLANCHE IV

- Fig. 1. — Diorite quartzifère. Valea Borescu Mare en amont de la Stâna.
Les plagioclases à macles polysynthétiques sont fractionnés, le quartz est écrasé;
les parties foncées représentent une hornblende commune. Nicols croisés. $\times 13$.
- Fig. 2. — Péridotite. Bloc trouvé au Sud du sommet du Borescu Mare (2158 m).
Grains d'olivine entourés d'hornblende actinolitique; cristaux déchiquetés de
spinelle (foncés). Lumière naturelle. $\times 13$.
- Fig. 3. — Schiste micacé à grenat. Cracul Roşu. Poiana Mărului.
Porphyroblastes de grenats à inclusions de biotite entourés de muscovite; rares
lamelles de biotites. Lumière naturelle. $\times 14$.
- Fig. 4. — Cornéenne à amphibole. Zănoaga 1554 m. Poiana Mărului.
Les porphyroblastes d'amphibole sodique à structure en écumoire sont bordés
d'un liseré de biotite; le fond de la roche est formé de quartz et de plagioclases.
Nicols croisés. $\times 15\frac{1}{2}$.





Fig. 1

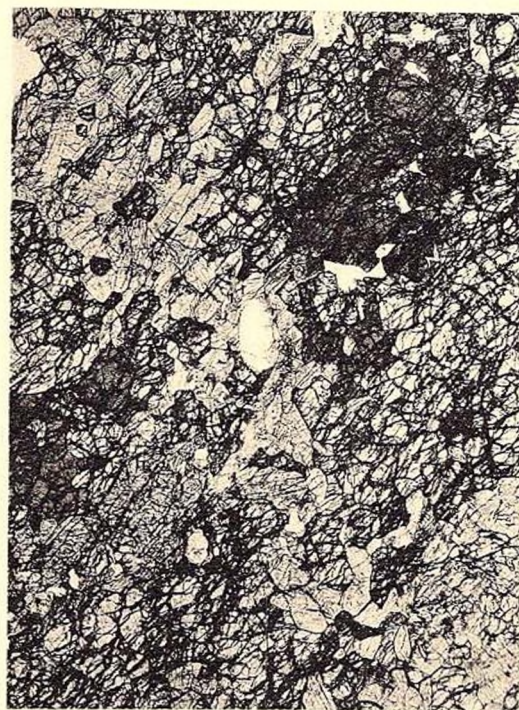


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

PLANCHE V



PLANCHE V

- Fig. 1. — Gneiss veiné. (Roche à laminage peu prononcé). Au S de Stâna Branului près d'un pointement de dolomite.
Plagioclases à contours arrondis, grains de quartz partiellement morcellés et entourés de séricite. Nicols croisés. $\times 13\frac{1}{2}$.
- Fig. 2. — Gneiss veiné. (Roche laminée). Au S de Stâna Branului près d'un pointement de dolomite.
Morcellement progressif du quartz par laminage; porphyroclastes de plagioclases roulés et complètement arrondis. Nicols croisés. $\times 14$.
- Fig. 3. — Gneiss veiné mylonitique. Près du sentier menant à la grande cascade de Mățul à l'E de la côte 1780.
Phénoclaste et lentilles de plagioclases, débris de quartz, mêlés avec de la séricite. Texture pseudofluidale. Nicols croisés. $\times 14$.



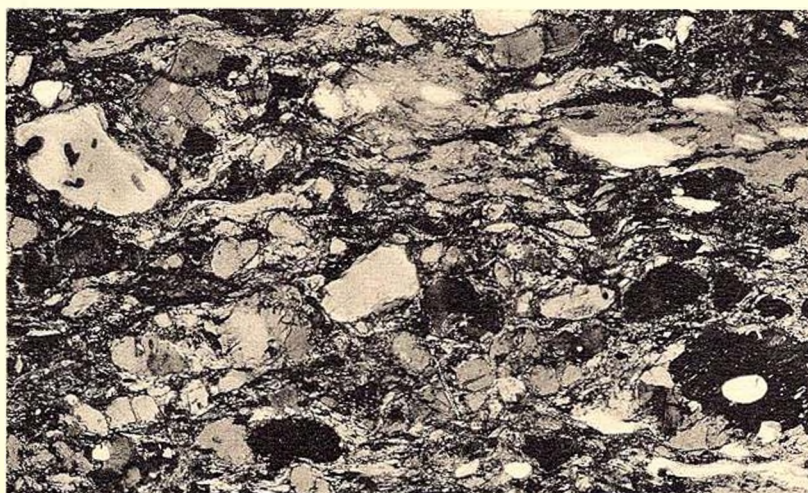


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

PLANCHE VI



PLANCHE VI

Fig. 1. — Mylonite (geniss veiné). Mont Gugu, ravins de Roscol.

En haut phénoclastes de plagioclases morcelés; en bas partie fortement laminée; débris de quartz et de plagioclases, séricite, épidote. Nicols croisés. $\times 13$.

Fig. 2. — Ultramylonite. Mont Gugu, ravins de Roscol.

Texture linéaire, fluidale. Les bandes claires sont formées de quartz pulvérisé, de séricite et de chlorites, les bandes foncées, d'épidote. Lentilles de plagioclases limpides. Lumière naturelle. $\times 13$.

Fig. 3. — Ultramylonite. Mont Gugu, ravins de Roscol. Nicols croisés. $\times 13$.



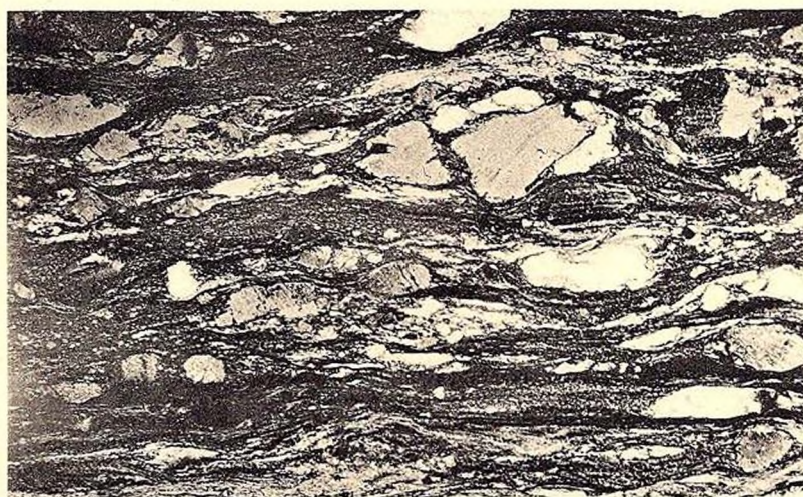


Fig. 1

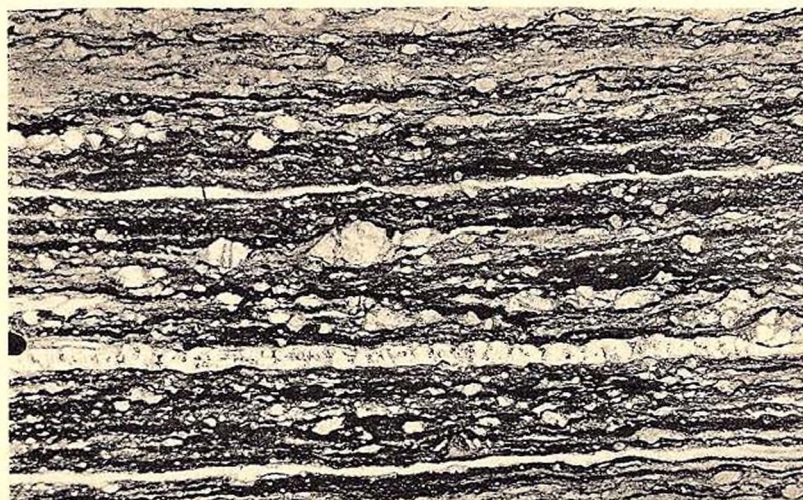


Fig. 2

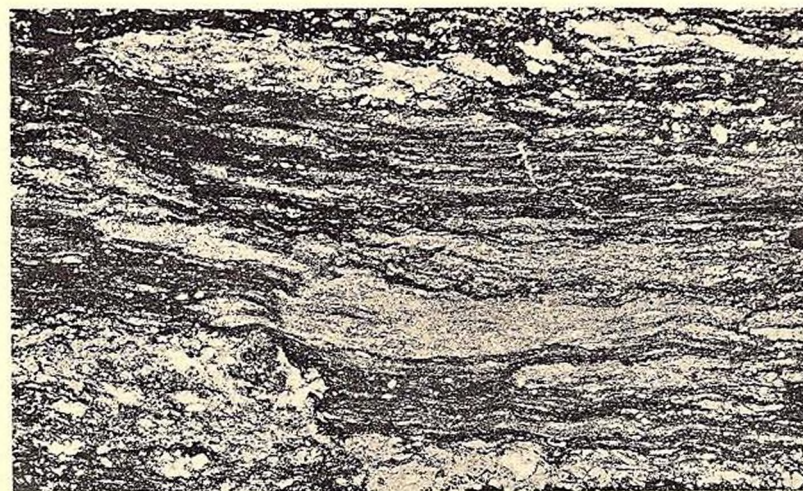


Fig. 3

PLANCHE VII



PLANCHE VII

Fig. 1. — Ultramylonite. Près du sentier menant à la grande cascade de Mățul à l'E de la cote 1780.

Débris de quartz (parties claires); traînées de séricite et d'épidote (parties foncées). En haut rares grains arrondis de plagioclases. Disposition rubanée des minéraux due aux mouvements différentiels. Nicols croisés. $\times 13$.

Fig. 2. — Ultramylonite. Dans le voisinage du plan de charriage. Affluent de gauche de la Valea Branului un peu en amont de son embouchure. Lumière naturelle. $\times 13$.

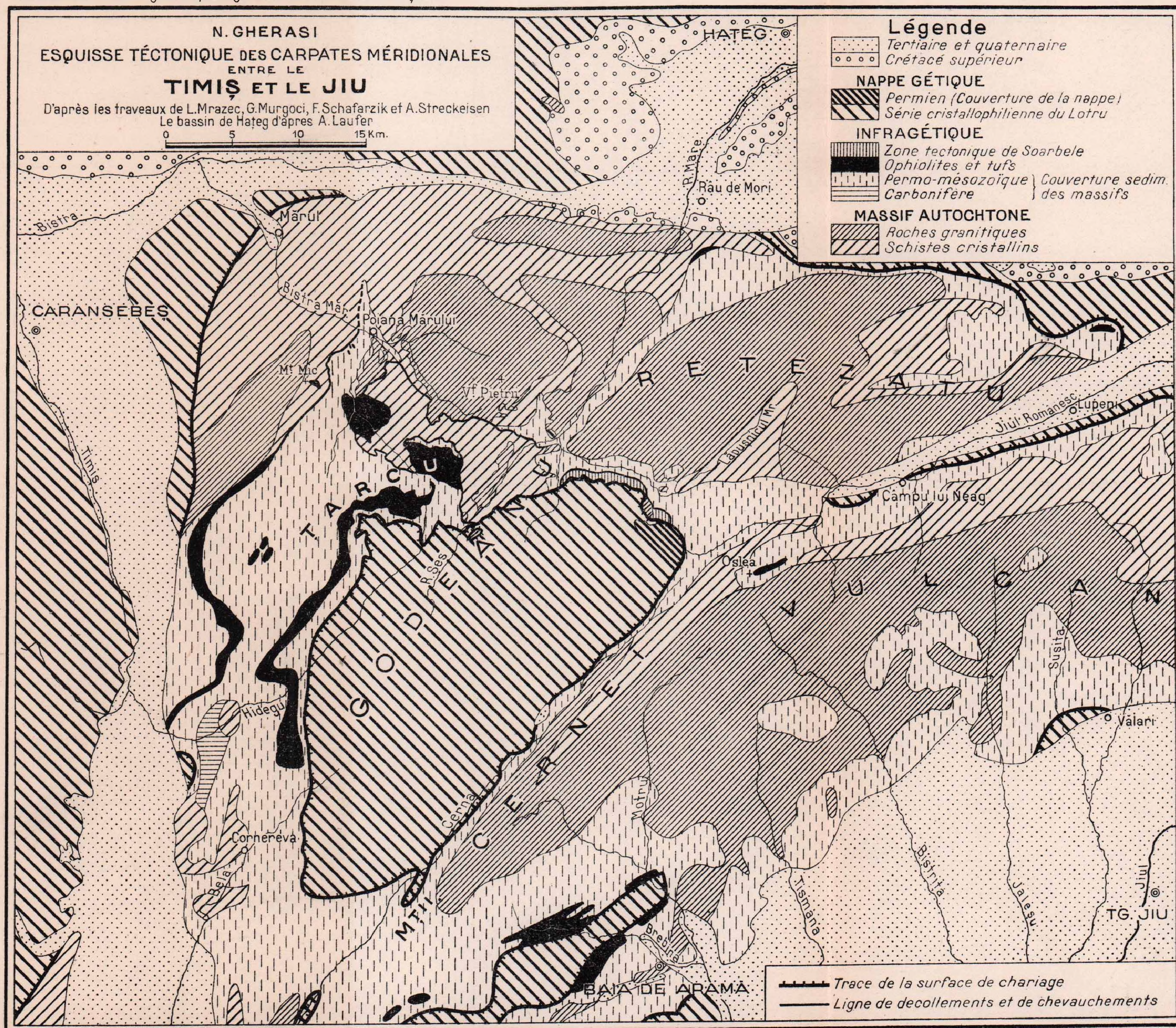


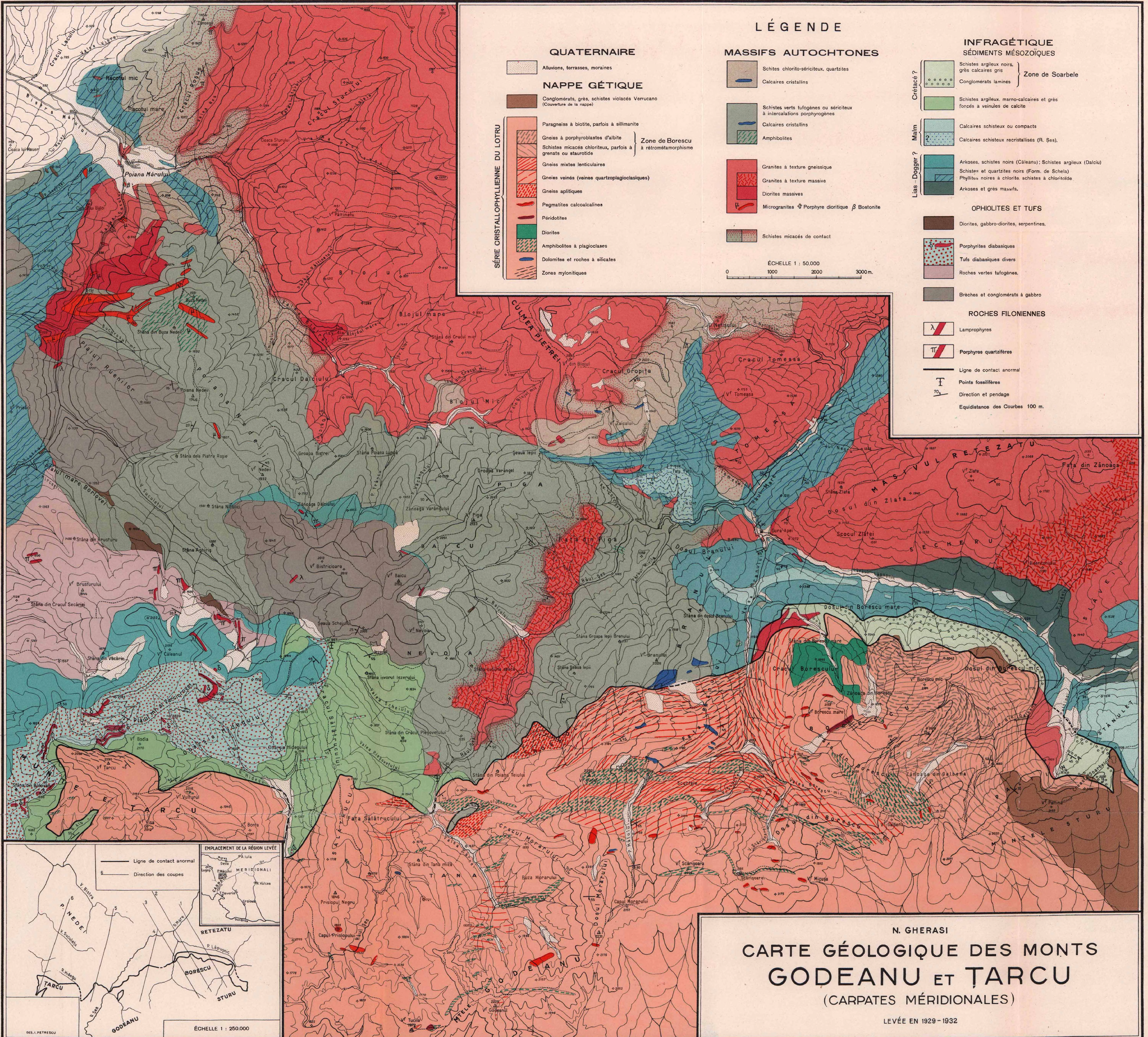


Fig. 1



Fig. 2

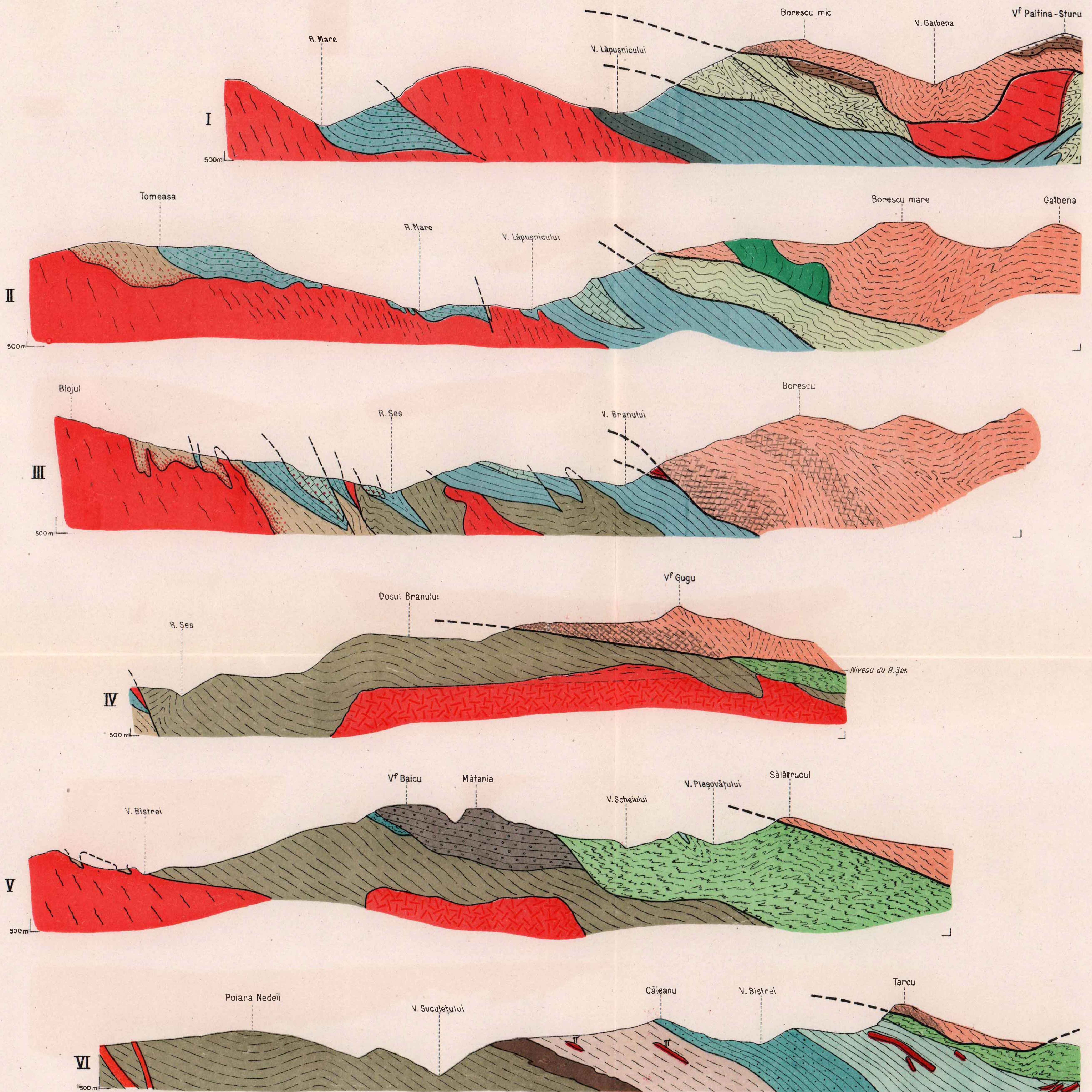




N. GHERASI

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LES MONTS GODEANU ET ȚARCU

ÉCHELLE 1 : 50.000
0 1000 2000 3000 m.



NAPPE GÉTIQUE

Conglomérats, grès, schistes violacés Verrucano
(Couverture de la nappe)

SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE DU LOTRU

Paragneiss à biotite, à sillimanite. Gneiss mixtes
Schistes micacés de retrométamorphisme
Pegmatites calcoalcalines
Diorites
Zones mylonitiques

MASSIFS AUTOCHTONES

Schistes chlorito-sériciteux, quartzites
Schistes verts tufogènes ou sériciteux
à intercalations porphyrogènes
Granites à texture gneissique
Granites à texture massive
Diorites massives
Microgranites
Schistes micacés de contact

INFRAGÉTIQUE

SEDIMENTS MÉSOZOÏQUES

Crétacé ?
Lias-Dogger ? Malm
Schistes argileux noirs, grès calcaires gris
Conglomérats laminés
Schistes argileux, marro-calcaires et grès
fonces à veinules de calcite
Calcaires schisteux ou compacts
Calcaires schisteux recristallisés (R. Șes)
Arkoses, schistes noirs (Căleanu); Schistes argileux (Dălcu)
Schistes et quartzites noirs (Form. de Schela)
Phyllites noires à chlorite, schistes à chloritoïde
Arkoses et grès massifs.

OPHIOLITES ET TUFES

Diorites, gabbro-diorites, serpentines.
Porphyrites diabasiques
Tufs diabasiques divers
Roches vertes tufogènes.
Brèches et conglomérats à gabbro
ROCHES FILONIENNES
Porphyres quartzifères
Ligne de contact anormal

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DANS LES MUNȚII VULCAN (CARPATES MÉRIDIONALES. ROUMANIE)

PAR
G. MANOLESCU

TABLE DES MATIÈRES

	Page
<i>Introduction</i>	3
Description géologique et pétrographique	
I. <i>Cristallin du Lotru</i>	7
II. <i>Cristallin du Parâng</i>	9
Roches granitiques et filoniennes	10
Massif de Șușița	10
Constituants minéralogiques	11
Faciès du massif de Șușița	16
Granites massifs	16
Granodiorites	17
Diorites quartzifères	18
Granites à texture gneissique	18
Granites mylonitisés	19
Caractère chimique des roches du massif de Șușița	20
Types magmatiques	22
Diagramme de différenciation	23
Considérations sur la genèse du massif de Șușița	24
Granite de Tismana	25
Roches filoniennes	26
Microgranites	26
Aplites et pegmatites	27
Lamprophyres	28
Granites à enclaves	28
Série de Lainici-Păiuș	29
Quartzites	30
Schistes séricito-chloriteux	31
Schistes chloriteux à plagioclases	31
Phénomènes de contact entre les granites et la série de Lainici-Păiuș	32



	Page
Métamorphisme d'injection	32
Feldspathisations	33
Contact pneumatolitique	34
Cornéennes	35
Calcaires cristallins à silicates	36
Complexe des amphibolites	37
Amphibolites, roches dioritiques et gabbroïdes, serpentines	38
Amphibolites rubanées	38
Amphibolites à grenat	39
Epidiorites	40
Gabbros saussuritisés et ouralitisés	40
Méladiorites	40
Hornblendites	41
Serpentines	41
Injections dans les amphibolites et leurs produits de contact	42
Injections	42
Les granites à caractère aplitique	42
Les pegmatites	43
Quartz filonien	43
Produits de contact	43
Les gneiss à biotite	43
Les gneiss amphiboliques à biotite	44
Les gneiss amphiboliques à grenat	45
Intercalations et enclaves dans les amphibolites	46
Considérations sur la genèse, l'âge et le métamorphisme des amphibolites	47
Série clastique	49
Roches sédimentogènes-tufogènes	50
Les schistes séricito-chloriteux à albite	50
Les schistes chlorito-épidotiques à albite	51
Les schistes amphiboliques	52
Roches porphyrogènes	52
Gneiss psammitiques	53
Conglomérats laminés	54
Considérations sur la genèse, l'âge et le métamorphisme de la série clastique	55
Zone tectonique de Pasul Vulcan-Jiu-Vârful Reci	56
III. <i>Complexe infragétic</i>	58
Série sédimentaire du versant septentrional	60
Les quartzites blancs	60
Les calcaires microcristallins	60
Les schistes phylliteux gris noirâtre	61
Formation de Schela	63
Les calcaires compacts	68
Schistes marneux-argileux noirs	69
Discussion sur la stratigraphie de la série sédimentaire septentrionale	69
Série sédimentaire du versant méridional	71
Schistes, grès et conglomérats laminés (Verrucano)	72
Conglomérats, grès et arkoses	72
Calcaires compacts	73
Schistes marneux-argileux noirs	73

	Page
Discussions sur la stratigraphie de la série sédimentaire méridionale .	74
Zone de Borzii Vineți	76
IV. <i>Ophiolites</i>	78
Tectonique	
Nappe gétique (Cristallin du Lotru)	81
Structure de l'autochtone (Cristallin du Parâng).	82
Structure de l'Infragétique	84
Conclusions générales	
Cristallin du Lotru	87
Complexe infragétique	87
Cristallin du Parâng	88
<i>Bibliographie</i>	90
Cinq planches à microphotographies, esquisse tectonique, carte géologique annexe, carte géologique des Munții Vulcan au 1 : 75.000, coupes géologiques.	

INTRODUCTION

Le défilé du Jiu forme la limite entre les Munții Vulcan et Parâng. D'ici notre étude s'est dirigée vers l'W, dans les Munții Vulcan, jusqu'à une ligne conventionnelle N—S, aux extrémités de laquelle se trouvent les communes de Lupeni et de Dobrița. Vers l'E, dans les Munții Parâng, nous nous sommes fixés sur la crête gauche du défilé du Jiu. Du cadre de cette étude fait partie, comme une continuation directe, la région située au NE de Bumbești, dont la géologie est représentée sur l'esquisse jointe à la carte géologique.

La morphologie de la région se réduit à une crête principale de partage des eaux, dirigée de l'E à l'W, qui offre une hauteur moyenne d'environ 1600 m. Seul le Vârful Straja atteint 1870 m. A partir de la crête, très repoussée vers le Nord, s'individualise une série de cîmes secondaires dirigées N—S, lesquelles, sur le versant méridional, présente une légère inclinaison jusqu'aux approches de la dépression subcarpatique, où elle change brusquement d'inclinaison. Par contre, le versant septentrional est bien plus accidenté. Le réseau hydrographique tout entier, compris entre ces deux crêtes, est drainé par le Jiu et par son affluent le Jiul Românesc.

Pour les levés géologiques nous nous sommes servis de la feuille topographique N. 47 de Târgul-Jiu au 1 : 100.000, agrandie au 1 : 50.000, et pour le défilé de la vallée du Jiu nous avons utilisé le « Plan de situation » au 1 : 20.000 levé par M. M. TUDORAN ¹⁾, ingénieur, en vue de la construction de la voie ferrée de Bumbești-Livezeni. On ne peut convenablement utiliser ce plan que sur le tracé de la chaussée. Si l'on effectuait, pendant

¹⁾ *Buletinul Societății Politehnice*. Anul XLII, Nr. 7, Iulie 1928, București.



la construction de cette ligne, une étude géologique de détail sur le matériel fraîchement fourni par le percement du tracé et notamment par les nombreux tunnels projetés, elle apporterait certainement de nouvelles données dans le domaine de la géologie et de la tectonique.

La carte topographique étant à grande échelle et les accidents naturels de la région (plus de 75% de forêts, d'alpes couverts d'une abondante végétation, etc.) nous ont obligé à nous contenter des profils des vallées, qui heureusement ont le cours plus ou moins perpendiculaire sur la direction des formations. Il est naturel que les limites des séries cristallines soient assez approximatives; leurs détails font presque défaut et les rapports de structure conservent encore de nombreux secrets. On ne pourra fixer tout cela d'une façon convenable que sur une base topographique exacte.

Un historique complet sur la littérature des Carpates méridionales ayant été présenté par M. A. CODARCEA (8) et M. A. STRECKEISEN (86) nous ne tâcherons que d'esquisser tout à fait sommairement les principales étapes des recherches dans la région dont nous nous occupons.

Dès avant 1890, GR. ȘTEFĂNESCU et ses collaborateurs commencent à étudier la géologie de ces contrées. Presque en même temps sur le versant transylvain, HOFMANN et B. V. INKEY lèvent les feuilles de «Pasul Vulcan» et «Petroșani» au 1:75.000, lesquelles ont servi à l'Institut Géologique Hongrois comme base pour la carte géologique générale.

La période comprise entre 1890—1910 peut être considérée comme la plus féconde. M. MRAZEC, par les travaux commencés dans cette région, et G. MUNTEANU-MURGOCI dans une région située un peu plus à l'Est, arrivent à la classification du cristallin en deux groupes classiques et tracent la structure géologique des Carpates méridionales. M. REINHARD et F. NOPCSA, FR. SCHAFARZIK, FR. TOULA, V. UHLIG apportent de précieux éclaircissements pour maints problèmes qui nous intéressent.

Après 1910, en exceptant l'ouvrage de M. IONESCU-BUJOR sur le granite de Șușița, s'ouvre une longue période d'oubli pour les Carpates méridionales.

Dès 1928, l'Institut Géologique de Roumanie reprend l'étude des Carpates méridionales, en vue de la rédaction de la carte géologique à l'échelle de 1:500.000. Parallèlement aux levers de révision de M. STRECKEISEN, MM. GHERASI, MANOLESCU, PALIUC et GHIKA-BUDEȘTI entreprennent des études plus détaillées. Les résultats de ces travaux de révision ont été publiés dans l'Annuaire et les Comptes rendus de l'Institut Géologique. Quant aux études de détail il n'y a que l'ouvrage de M. GHIKA-BUDEȘTI qui a paru jusqu'à cette date, les autres étant sous presse. Pendant cette période, M. MRAZEC expose à Prague, la synthèse de nos connaissances sur les Carpates roumaines. C'est un travail qui renferme les observations et les interprétations tectoniques les plus nouvelles. En même temps, M. VENDL présente un



étude concernant le Cristallin des Munții Sebeșului et Munți Cibinului qui comble une grande lacune.

La tectonique des Carpates et notamment des Carpates méridionales apparaît également sous différents aspects grâce aux récents ouvrages de MM. STAUB, VOITEȘTI, KOBER et STRECKEISEN.

Dans la présente étude, nous avons cherché à nous rendre compte des séries cristallines qui constituent « l'autochtone », à pénétrer davantage dans leur intimité, en essayant d'entrevoir les relations génétiques et la structure du groupe entier. Ce que maintenant nous désignons sous le nom d'Infragénétique a eu pour nous un intérêt tout particulier.

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

Premièrement nous relèverons en quelques mots les caractères pétrographiques et tectoniques des complexes cristallins et sédimentaires de notre région. Dès 1890, M. MRAZEC, partant des observations faites dans cette région, distingue, dans l'ancien Cristallin, « le I-er groupe » ayant un caractère kata-mésoszonal et « le II-ème groupe » épizonal. Des roches acides et basiques s'associent à ces deux groupes de schistes cristallins. En 1905, MURGOCI affirma que les deux groupes appartiennent à deux unités tectoniques différentes ; le I-er groupe forme une grande nappe de charriage, qu'il dénomma « la Nappe gétique » et le II-ème groupe représente « l'Autochtone ». MM. STRECKEISEN et SCHMIDT introduisent les notions de « Cristallin du Lotru » et « Cristallin du Parâng » pour des complexes cristallins unitaires, à caractères pétrographiques spéciaux. Par conséquent, il s'agit de groupes de schistes cristallins et de roches éruptives reliés au point de vue génétique. Le Cristallin du Lotru comprend le premier groupe avec les roches éruptives qu'il renferme. Au Cristallin du Parâng appartiennent les schistes cristallins du II-ème groupe et les roches granodioritiques des massifs autochtones.

D'après ces auteurs, le sédimentaire compris entre les deux groupes cristallins s'encadre dans une série mésozoïque, en partie dynamo-métamorphisée, qui renferme, probablement, les termes du Paléozoïque supérieur. Dans ce travail, nous désignerons les formations comprises entre l'autochtone et la Nappe gétique, par le terme de « Complexe infragétique ».

Ces trois unités distinctes au point de vue tectonique et pétrographique : le Cristallin du Lotru, le Cristallin du Parâng et le Complexe infragétique prennent part à la formation des Munții Vulcan.

Le Cristallin du Lotru appartient à la Nappe gétique. Pendant le plissement mésocrétacé il a glissé en bloc sur le Cristallin autochtone des Munții Vulcan, en se comportant comme un « traîneau écraseur ». En dehors des influences dynamiques exercées sur d'étroites zones à proximité de la surface de charriage, le Cristallin du Lotru présente des caractères de structure et de texture tranquilles, qui prouvent une cristallisation post-tectonique dans la zone des pressions statiques. Le métamorphisme de ce cristallin est dû à une phase anté-alpinocarpatique.



Le Cristallin du Parâng représente un complexe polymétamorphique, constitué d'une série de roches qui, contrairement aux roches du Cristallin du Lotru, ont souffert de fortes influences dynamiques, influences qui nous empêchent souvent de distinguer les schistes cristallins des roches éruptives. La structure interne de ce cristallin est due sûrement aux plissements hercyniens, qui probablement englobent des plissements plus anciens. Cependant les influences orogéniques alpines masquent, en partie, ces anciennes structures.

Le Complexe infragétique représente une série sédimentaire comprehensive, soumise uniquement aux influences de la tectonique alpine. Elle forme en majeure partie la couverture normale de l'autochtone, avec lequel elle a d'ailleurs beaucoup d'affinités. Il semble que les horizons supérieurs de l'Infragétique ont été arrachés par la nappe et entassés à sa base. Il est également possible que ce complexe renferme encore des unités tectoniques intermédiaires. Grâce au paroxysme mésocrétacé, le Complexe infragétique a été souvent porté dans la position parautochtone ou bien profondément pincé dans l'ancien soubassement cristallin.

I. CRISTALLIN DU LOTRU

Dans la région dont nous nous occupons, le Cristallin du Lotru apparaît dans une bande continue longeant la bordure septentrionale des Munții Vulcan, tandis qu'au Sud, entre les villages de Giulava et Suseni, il représente la partie frontale de la nappe.

HOFFMANN (20) dessine déjà d'une façon absolument exacte la bande du N, la considérant comme « Glimmergneiss », tandis que F. NOPCSA (59) l'indique sur la carte comme « Diabastuff » appartenant au Mésozoïque.

Au congrès de Stockholm, MURGOCI (54) indique, sur l'esquisse tectonique qui accompagne sa synthèse géologique des Carpates méridionales, le cristallin compris entre Giulava et Suseni, comme une « frontal région ». Sur sa carte géologique, M. IONESCU-BUJOR (26) figure ce cristallin par deux lentilles isolées dont l'une, située dans Valea Socilor, appartient au « granite type Suseni » et l'autre, se trouvant dans Valea Suseni, aux « roches granitiques gneissiques ». M. STRECKEISEN (83), après avoir refait le profil de Vai de Ei, considère que les gneiss et les micaschistes de Văləri — Giulava appartiennent au Cristallin du Lotru (I-er groupe).

Si pour la bordure septentrionale il n'y a pas de doute sur l'unité à laquelle elle appartient, nous devons reconnaître en échange que le Cristallin de Văləri, de prime abord et notamment dans les endroits où son caractère de cristallisation mésozonal a été effacé, pourrait être différemment interprété. Si l'on connaît bien les facies du Cristallin du Lotru, un profil effectué dans la Valea Socilor devient convainquant. Voici ce que l'on y rencontre :



des gneiss biotitiques, des micaschistes et des amphibolites caractéristiques pour ce cristallin. En échange, il présente sur les crêtes un faciès épizonal, qui est dû aux processus d'altération atmosphérique postérieurs.

Le Cristallin de Văləri confirme l'opinion de MURGOCI que la Nappe gétique s'est avancée jusqu'à la bordure méridionale des Munții Vulcan qui apparaissent aujourd'hui sous la forme d'une fenêtre tectonique.

Le Cristallin du Lotru est peu important dans notre région. Il a été d'autre part étudié par MM. GHERASI, GHICA-BUDEȘTI, PALIUC et VENDL ; ceci nous permet une description tout à fait sommaire.

Gneiss et micaschistes. Sur le terrain on ne peut guère distinguer les deux roches. Au microscope on constate facilement que les gneiss micacés sont les plus fréquents. Les structures granoblastiques et les textures schisteuses par cristallisation sont caractéristiques des gneiss, des micaschistes et en général de tout le Cristallin du Lotru. Le long de la surface de charriage, s'individualise une étroite zone de mylonitisation ¹⁾ que l'on n'a pu représenter sur la carte. Les actions mécaniques s'y exercent sur tous les éléments constitutifs.

Voici, en moyenne, la composition minéralogique : quartz 35%, plagioclase 40% contenant environ 20% d'An (oligoclase), biotite 15—20%. Le plagioclase et la biotite se caractérisent par leur fraîcheur. Souvent la biotite est associée à la muscovite et, dans la zone de mylonitisation, à la chlorite. Un grain de grenat y apparaît rarement. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

Etant donné la structure, la composition minéralogique et les caractères des éléments constitutifs, on a toujours admis qu'il s'agit d'une série sédimentaire, surtout argileuse, soumise à un métamorphisme kata-mésazonal.

Amphibolites. A Dealul Măgura au S de Livezeni et entre Văləri et Giulava, on rencontre très rarement des intercalations d'amphibolites. On y trouve encore des roches massives formées d'hornblende commune, souvent à structure en écumoire, de plagioclases intermédiaires très frais et de quartz notamment sous forme de gouttes dans l'hornblende et le plagioclase. Parfois le grenat s'y associe. Voici les minéraux accessoires : ilménite, titanite, rarement rutile, zircon et apatite.

Par le fait que les données que l'on possède jusqu'à présent sont trop réduites, on ne peut guère se prononcer si les amphibolites représentent des ortho- ou des para-intercalations primaires, ou bien des roches éruptives plus récentes.

¹⁾ Dans la région de Godeanu, M. GHERASI s'occupe d'une étude plus détaillée sur les mylonites situées à la base de la nappe. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII.

Pegmatites. Elles sont encore plus rares. J'ai rencontré à Dealul Măgura un filon formé de quartz, de feldspath potassique rose, parfois à condescences graphiques, de mica blanc et de plagioclase subordonné. Il est à remarquer qu'aux approches de la pegmatite, les intercalations d'amphibolites offrent des structures poecilitiques (entre la hornblende et le plagioclase).

II. CRISTALLIN DU PARÂNG

Dans les Munții Vulcan, le Cristallin du Parâng émerge de la Nappe gétique sous la forme d'une fenêtre due à un soulèvement axial et à l'érosion. Cette interprétation est pleinement confirmée par le Cristallin de Vălarî qui appartient à la partie frontale de la nappe.

Le Cristallin des Munții Vulcan est constitué par des roches granitiques avec leur toit et des roches amphiboliques surmontées par une série cristalline à caractère sédimentogène-tufogène.

1. Les roches granitiques forment le massif, situé sur la bordure méridionale, connu sous le nom de granite de Șușița-Tismana.

a) Le granite grenu de Șușița offre le plus grand développement dans la région dont nous nous occupons. Vers le N, il passe à des faciès plus basiques (des granodiorites et des diorites quartzifères), surmontés par une zone de granites mylonitisés. L'influence des actions mécaniques s'est exercée plus ou moins intensément sur tous les éléments constitutifs en y déterminant des structures cataclastiques et des textures gneissiques et mylonitiques.

b) Le granite porphyroïde de Tismana qui apparaît seulement à l'E de Jiu, semble passer, vers le N, au granite de Șușița (V. Cărpiniș). Dans la région de Tismana, nous ne connaissons pas encore les relations entre ces deux granites.

2. La série de Lainici-Păiuș forme le toit du massif granitique. Le cristallin de cette série intensément dynamométamorphisée présente un caractère quartzitique-arkosien. Les injections aplito-pegmatitiques ont puissamment influencé et modifié cette série donnant naissance aux roches mixtes, tandis que de leur métamorphisme de contact avec le massif granitique il a résulté des cornéennes typiques.

3. Le complexe des amphibolites, bien distinct dans la vallée du Jiu, ou il forme une large voûte anticlinale dont l'axe est dirigé vers le N, est constitué d'amphibolites rubanées, d'amphibolites à grenat, d'épidiorites, de gabbros saussuritisés, de méladiorites, d'hornblendites. En relation avec des amphibolites basiques on rencontre de rares lentilles de serpentine. Tout le complexe est traversé d'injections granitiques, dont la



venue a fait fondre en partie les amphibolites en produisant ainsi une espèce de migmatite (la zone des gneiss d'injection). Les intercalations et les enclaves de calcaires et de schistes cristallins seront également décrites au chapitre des amphibolites. Le complexe des amphibolites est beaucoup plus ancien que les granites ; à leur apparition, les amphibolites se trouvaient déjà dans le stade de schistes cristallins.

4. La série clastique, une seconde série de schistes cristallins, forme un complexe bien plus hétérogène et plus difficile à caractériser que la série de Lainici-Păiuș. Elle couvre les amphibolites le long du versant septentrional des Munții Vulcan. Dans la constitution de cette série, prédominent des roches sédimentogènes-tufogènes (des schistes à séricite et chlorite, à chlorite et épidote ou à amphibole, presque toujours à porphyroblastes d'albite) auxquelles s'associent des intercalations de roches porphyrogènes. Dans les parties supérieures, on trouve des gneiss psammitiques (gneiss quartzeux-sériciteux à albite) et des conglomérats grossiers intensément laminés. La position des conglomérats, à la base de l'Infragétique, nous fait supposer qu'ils représentent éventuellement le détritit de la série clastique. L'âge de cette série est certainement antégranitique ; il n'est pas encore prouvé pour les conglomérats.

5. La zone tectonique de Pasul Vulcan - Jiu - Vârful Reci. Entre les granites et leur toit d'une part et les amphibolites et la série clastique d'autre part, s'interpose une zone d'écrasement et de mylonitisation le long de laquelle sont pincées des lames de roches appartenant soit à la série de Lainici-Păiuș, soit aux amphibolites ou à la série clastique. Cette zone nous indique une ligne de dislocation importante due au déplacement des deux anciens blocs.

Cette description très sommaire représente le cadre dans lequel nous avons l'intention de présenter le cristallin autochtone, situé du côté oriental des Munții Vulcan.

ROCHES GRANITIKES ET FILONIENNES

MASSIF DE ȘUȘIȚA ¹⁾

Le versant méridional des Munții Vulcan et Parâng est formé surtout de granites, sur lesquels reposent des dépôts mésozoïques et tertiaires. Ce

¹⁾ Parmi nos devanciers, l'existence du granite est mentionnée par: GR. ȘTEFĂNESCU, M. DRĂGHICEANU, B. V. INKEY, etc. Un peu plus tard, M. MRAZEC donne la première description pétrographique de certains échantillons de microgranulites, granulites et granites amphiboliques, qui provenaient en grande partie de la vallée du Jiu. Dans son compte rendu sur les recherches géologiques de 1897, il consacre la notion de « Granite de Șușița » et la réserve au massif qui apparaît depuis Vălari jusqu'au voisinage de Novaci.



massif granitique constitue une zone presque continue passant par Baia de Aramă - Tismana - Bumbesti - Novaci. On y peut distinguer deux types de granites : le granite de Tismana à aspect porphyroïde et le granite de Șușița grenu, hétérogène, auxquels sont intimement liés des faciès gneissiques ou même mylonitiques.

Dans le présent travail, nous nous occuperons presque uniquement du granite de Șușița, que nous avons poursuivi depuis la Valea Suseni vers l'E jusque dans la Valea Sadului; ici il s'ennoie sous les schistes cristallins puissamment métamorphisés par contact thermique, et dans lesquels il émet de nombreuses apophyses. De Valea Crasna vers Novaci apparaît, au S, une seconde boutonnière granitique à granite de Tismana, qui passe au N vers le faciès grenu caractéristique du granite de Șușița.

Tout le massif granitique est séparé en bancs à inclinaison à peu près constante de 40° — 45° N W, qui d'ailleurs corespond à l'inclinaison générale des schistes cristallins du massif du Parâng. Sur les surfaces de séparation des bancs, les granites sont puissamment broyés et laminés, présentant fréquemment des miroirs de friction. Les phénomènes mécaniques s'accroissent vers le N jusqu'à ce que l'on aboutisse à une zone marginale à structure et texture mylonitiques. Egalement vers le N, il se développe des faciès amphiboliques. Il est à remarquer que sur les surfaces d'écrasement ou dans les diaclases il se forme fréquemment d'étroites bandes d'asbeste (fibrolite), qui représentent probablement le produit de transformation de l'amphibole par voie hydrothermale.

CONSTITUANTS MINÉRALOGIQUES

Le feldspath potassique est toujours subordonné au plagioclase et se présente, très rarement, comme orthose ou microcline. Il apparaît habituellement sous forme de perthites, en moyenne 10% exceptionnelle-

Dans une étude plus récente, M. IONESCU-BUJOR (26) comprend dans la sphère de la notion de « Granite de Șușița » un noyau granitique (I) pourvu de trois types de granites et d'une couverture de gneiss (II).

I. a) Le granite pégmatoïde type Tismana, riche en feldspaths potassiques, se développe à partir de Baia de Aramă vers l'E, jusqu'à Plaiul Runcului (Vârful Tufaia) où il est limité par un contour elliptique. Il forme le noyau interne du massif granitique.

b) Le granite grenu type Suseni, à feldspaths calcosodiques prédominants, entoure le granite type Tismana et en fait suite vers l'E. Ce type correspond, au point de vue pétrographique et géologique, au granite de Șușița (MRAZEC). Entre les deux types (granite de Tismana et granite de Suseni) l'on observe un passage continu par l'intermédiaire d'un granite grenu à grain petit ou moyen, très riche en lamelles de biotite (26, page 219).

c) Le granite amphibolique forme une troisième couverture discontinue.

II. Tout le noyau granitique, avec ces trois variétés disposées en zones, est entouré d'une couverture formée de variétés gneissiques de ce granite, représentant sa couverture orthogneissique.



ment 20—25 % de la roche, et ayant des dimensions de 0,70—1,00 mm. Il apparaît en grains irrégulièrement disséminés ou sous forme de moulages entourant les plagioclases le plus souvent idiomorphes. Les perthites sont fréquemment remplies d'une poudre très fine d'un brun foncé, où l'on peut observer, par-ci par-là, à l'aide des objectifs puissants, des grains biréfringents.

Etant donné que le plagioclase est le constituant le plus abondant et qu'il indique d'importants phénomènes de transformation, nous insisterons davantage sur lui. Les microlites de l'intérieur des plagioclases présentent un intérêt tout particulier par leur mode de développement.

On rencontre des granites à plagioclases relativement frais à macles polysynthétiques fines. Ces plagioclases sont parfois zonés et contiennent 10—15, d'An. Ils sont transformés par des phénomènes de séricitisation assez peu avancés. En d'autres cas, l'intérieur du feldspath idiomorphe est occupé par une masse fondamentale sériciteuse, dans laquelle on peut encore distinguer les traces de la macle et très rarement de menus noyaux de feldspath, peu ou nullement séricitisés. Dans ce stade déjà, il est impossible d'effectuer une détermination sûre de la composition du plagioclase.

Dans les granites massifs, le centre des feldspaths est rempli notamment par un feutrage brun terreux, formé de microlites bacillaires de minéraux appartenant au groupe de l'épidote-zoïsite, de paillettes de séricite, rarement de hornblende et tout à fait accidentellement de calcite. La bordure du feldspath, par contre, est simplement séricitisée. Il y a cependant des cas où le centre du plagioclase apparaît séricitisé ; d'autres fois l'on observe des zones à microlites alternant avec des zones sériciteuses, ce qui confirme la présence de certains feldspaths zonés. Pour ces derniers exemples, il serait tout à fait imprudent de parler du contenu en An du plagioclase.

A la suite des observations ci-dessus, nous serions tentés de chercher la cause des phénomènes de transformation dans la composition chimique différente des plagioclases. Les séricitisations appartiendraient aux plagioclases proches de l'albite, tandis que la formation des microlites caractériserait les feldspaths plus basiques ; cela aussi bien si ces transformations tiennent à la phase de consolidation que si elles sont plus récentes. Il faut cependant retenir les faits suivants : la séricitisation apparaît notamment dans les granites à textures gneissiques, même s'ils offrent un caractère plus basique, tandis que la formation de microlites caractérise les granites massifs. La conclusion qui s'en dégage nous détermine à considérer les causes qui ont produit la transformation des feldspaths comme étant différentes et très probablement séparées, dans le temps, de celles qui déterminent les textures gneissiques et le caractère cataclastique des granites. Les plagioclases sont légèrement transformés dans les granites puissamment cataclasés, parfois même laminés,



Phénomènes d'albitisation. Les cristaux idiomorphes de plagioclase transformé sont fréquemment entourés d'une zone albitique claire, qui atteint des largeurs de 0,15—0,05 mm. Elle apparaît presque toujours aux plagioclases qui sont en contact ou inclus dans les feldspaths potassiques (fig. 1). La zone albitique est dépourvue d'inclusions; elle présente la même extinction que le plagioclase. On y observe rarement des macles — d'après la loi de l'albite — et à cause des inclusions, on n'y peut guère distinguer si elles se continuent aussi à l'intérieur du plagioclase. Dans la zone de granites sollicités, la bordure albitique présente à l'extérieur une couverture interrompue de schachbrettalbite résultée de la substitution du feldspath potassique (fig. 1a). Il nous est difficile d'admettre que la schachbrettalbite



Fig. 1. — A, feldspath potassique; B, zone albitique claire; C, plagioclase rempli par un feutrage de microlites.

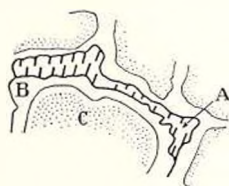


Fig. — 1 a. La substitution du feldspath potassique par la schachbrettalbite.

A, feldspath potassique; B, zone albitique claire; C, plagioclase.

soit un produit primaire dû au phénomène de différenciation magmatique (IONESCU-BUJOR). Il est d'ailleurs probable que les zones d'albite entourant les plagioclases représentent l'un des nombreux aspects des phénomènes d'autométamorphisme.

Le plagioclase est le plus abondant de tous les constituants; il forme environ 50—60% de la roche. La grosseur du grain varie suffisamment; elle atteint en moyenne 1—1,5 mm. Comme nous l'avons déjà vu, il nous est presque impossible de préciser la teneur en An, à cause des inclusions. Là où les plagioclases sont plus frais, la teneur en An peut être de 10—15%. Il est très possible qu'elle s'élève par ailleurs mais nous ne pourrions guère fixer la basicité maximum qu'ils y atteignent.

Le quartz est, après le plagioclase, le minéral le plus abondant; il forme en moyenne 20—30% de la roche. Dans certaines diorites quartzifères il ne forme plus que 15% de la roche. On peut facilement poursuivre dans une succession graduelle les phénomènes mécaniques qui sont extrêmement fréquents dans le quartz. Les gros cristaux à extinction fortement onduleuse présentent, à peu près tous, des fissures qui se dirigent irrégu-

lièrement de la périphérie vers le centre sans traverser cependant le cristal de part en part. Le long de ces fissures, il s'est formé par écrasement de menus grains de quartz. D'autres fois, plusieurs cristaux voisins, à même extinction, sont cimentés par un mortier dont les constituants présentent des extinctions variables.

C'est un stade plus avancé, le cristal initial ayant été broyé en plusieurs morceaux, d'où en a résulté le mortier. L'écrasement d'un ou de plusieurs cristaux s'accroissant, il en résulte une masse plus ou moins grenue c'est-à-dire un mortier de quartz, parfois microgrenu à grain uniforme, dit « Sandquartz ». Dans les granites mylonitisés, le quartz, disposé en bandes ou en lentilles, se présente sous forme de quartz sableux ou de quartz recristallisé et, dans les granites à structures porphyroclastiques, l'on observe, à côté du plagioclase, des porphyroclastes de quartz.

Dans une lame mince on rencontre généralement presque tous les stades de cataclase, mais il n'y a qu'un seul qui y prédomine. La « Böhmischestreifung » du quartz montre que le granite a été soumis à de puissantes pressions. Dans certains granites, puissamment broyés, l'ellipsoïde de rotation du quartz présente de faibles déformations car il devient légèrement biaxe.

Des inclusions à contour irrégulier, des inclusions bacillaires, vermiculaires, biréfringentes et à relief élevé, forment, de même que la poudre de minéral, des chapelets ou des entassements dans le quartz. On observe fréquemment des gouttes de quartz dans le feldspath.

La biotite est le constituant mélanocrate que nous rencontrons dans toutes les variétés de granites. Elle forme des cristaux tabulaires idiomorphes, ou bien des fibres limonitisées. Les cristaux de biotite tabulaire sont rarement frais, en général ils ont souffert des transformations tellement avancées, qu'il nous est permis de parler de pseudomorphose notamment de chlorite d'après la biotite. On y rencontre souvent des concrescences parallèles ou fusiformes de biotite et de chlorite, ou bien de biotite et séricite.

Les fibres, contrairement aux cristaux tabulaires, sont puissamment polychroïques : *ng* = brun foncé, *np* = brun vert. Ils apparaissent, de concert avec la hornblende aciculaire, dans les faciès granodioritiques. La biotite forme en moyenne 5—10% de la roche et très rarement 15%, dans certaines granodiorites.

La hornblende apparaît dans les granodiorites et les diorites quartzifères, de concert avec la biotite. On y distingue les deux variétés suivantes : une hornblende commune et une hornblende actinolitique, aciculaire-bacillaire.

La hornblende commune se présente sous forme de cristaux prismatiques bien développés, de couleur vert brun tachetée. Ses dimensions varient entre 1—1,50/0,50—0,60 mm. Son polychroïsme varie entre le vert bleuâtre et le brun vert pour *ng*, le vert jaunâtre pour *nm*, et le jaune-



verdâtre suivant *np*. A l'intérieur des cristaux, on observe des inclusions de zircon à auréoles polychroïques, de titanite ou de titanomorphite. On y remarque maintes fois des concrescences de hornblende et de chlorite (pennine).

La hornblende actinolitique apparaît ordinairement sous forme de baguettes ou d'aiguilles irrégulièrement répandues. Parfois, ces dernières sont groupées en faisceaux ou en rosettes autour de la hornblende commune. Les deux variétés de hornblende forment 10—20% de la roche. La hornblende actinolitique n'atteint en moyenne que 5%.

Une série d'échantillons récoltés dans le massif de Șușița, le long d'un profil N-S, montre au microscope une succession particulière d'éléments mélanocrates. Vers le N, la biotite tabulaire est associée à des fibres de biotite. Presqu'en même temps que la biotite fibreuse, apparaît de la hornblende actinolitique et, à mesure que celle-ci se développe, les fibres de biotite deviennent moins abondantes et finissent par disparaître. Après la hornblende actinolitique, vient la hornblende commune à laquelle succède de nouveau, la première. Dans les granodiorites et les diorites quartzifères du massif de Șușița, on rencontre de la biotite tabulaire, de la hornblende commune et de la hornblende actinolitique. On trouve encore de la biotite fibreuse et de la hornblende aciculaire dans le toit schisteux des granites, influencé par les injections granitiques. Par contre, la hornblende commune y apparaît très rarement et ne montre aucune relation avec la hornblende actinolitique. Le développement lenticulaire des granodiorites et des diorites quartzifères et l'excès d'alumine constaté par des analyses chimiques, nous fait croire que la masse granitique a souffert, dans ses parties marginales, des modifications endomorphes qui ont déterminé la formation de l'hornblende commune. Cependant nous ne pouvons pas encore montrer si la hornblende actinolitique et les fibres de biotite sont dues au processus d'assimilation ou si elles se sont formées ultérieurement.

Minéraux accessoires et secondaires. L'apatite apparaît dans tous les faciès granitiques, le zircon forme habituellement des inclusions dans la biotite et la hornblende, la titanite ne se rencontre que dans les quartzdiorites et le minéral préfère les mêmes faciès. L'orthite apparaît fréquemment dans les granodiorites et les quartzdiorites; elle se présente sous formes tabulaires, zonaires, à puissant polychroïsme (*ng* = rouge foncé tirant sur l'orange brun, *np* = jaunâtre) rarement décomposée à la périphérie en minéraux qui appartiennent au groupe de l'épidote. Les cristaux sont d'une grosseur d'environ 1/1,50 mm. La plupart des auteurs considèrent l'orthite comme un minéral magmatique, mais sa préférence marquée pour les faciès amphiboliques, résultats fort probablement d'une différenciation par assimilation, nous détermine à nous demander si elle ne représenterait pas éventuellement un minéral de contact endomorphe, telle qu'elle, est considérée d'ailleurs par M. GOLDSCHMIDT (15) et M. LACROIX (29). Le

grenat est un minéral rare qui apparaît en petits grains dépourvus d'inclusions ; il représente peut-être lui aussi un minéral de contact endomorphe.

La calcite se présente sous forme de petits filons d'infiltration ultérieure, ou bien en cristaux xénomorphes qui sont parfois enfermés dans les feldspaths ou inclus à leur bordure. Cette calcite résulte probablement de la décalcification des plagioclases. La séricite, la chlorite, l'épidote-zoïsite font partie du groupe des minéraux secondaires, formés aux dépens des feldspaths, de la biotite et de l'amphibole. La muscovite se forme aux dépens de la séricite.

FACIÈS DU MASSIF DE ȘUȘIȚA

Dans l'exposé ci-dessous nous tâcherons d'établir une classification des roches du massif de Șușița, en tenant compte des constituants minéralogiques et de leurs caractères et en ajoutant encore les observations relatives aux structures et aux textures. Au premier abord, il se présente comme un massif hétérogène. La roche typique c'est un granite à biotite dans lequel les plagioclases prédominent par rapport aux feldspaths potassiques. Au fur et à mesure que l'on avance vers le N, la biotite s'associe à la hornblende, qui devient, par la suite, l'élément mélanocrate prédominant. Plus le taux de hornblende croît plus le feldspath potassique diminue. A en juger d'après sa composition minéralogique, nous avons affaire plutôt à un massif grano-dioritique, où l'on rencontre des faciès acides (granitiques), ainsi que des faciès basiques (dioritiques).

En dehors de l'hétérogénéité de sa composition minéralogique, les actions dynamiques ont déterminé la formation de toute une série de types plus ou moins cataclasés, broyés ou laminés. Les influences dynamiques montrent également une gradation croissante du S au N. Les faciès massifs passent vers des faciès schisteux à textures gneissiques ou à structures mylonitiques. On observe fréquemment des alternances entre ces faciès.

Les variations de la composition minéralogique, les transformations des constituants minéralogiques en néoformations et le métamorphisme dynamique, ne permettent pas de pousser trop loin les essais de classification. Par conséquent nous allons nous contenter de distinguer quelques types que nous décrirons plus minutieusement ci-dessous.

Granites massifs. Les granites massifs représentent le type développé au S du massif. Ce sont des roches grenues à plagioclases verdâtres parmi lesquels s'insinuent, irrégulièrement, des grains ou de petites lentilles de quartz et plus rarement du feldspath potassique à clivage distinct et à reflets bleu violacé.



Ce qui nous frappe, au microscope, ce sont les transformations du plagioclase et de la biotite et l'effet des actions dynamiques sur chaque constituant. Une conséquence directe de cette dernière observation est la transformation des structures primaires, hypidiomorphes grenues en structures cataclastiques.

En général, les plagioclases sont pourvus de microlites qui leur prêtent une couleur terreuse d'un brun grisâtre; d'autres fois, mais bien plus rarement, ces transformations se réduisent à de simples séricitisations. La biotite est partiellement ou totalement transformée en chlorite. Les actions mécaniques sont ressenties par tous les constituants. Les feldspaths sont déformés ou légèrement ondulés, le quartz présente des crevasses irrégulières, de faibles broyages, des extinctions onduleuses. Quant à la biotite, elle se remarque par des courbures ou des plissements.

Granodiorites (pl. II, fig. 6). Au N du massif, les faciès amphiboliques (granodiorites et diorites quartzifères) apparaissent en lentilles. Sur le terrain on ne peut guère séparer les deux types de roches. D'habitude elles s'interposent entre les granites à textures gneissiques et les granites mylonitisés. Elles offrent le plus grand développement dans la vallée du Jiu, où elles affleurent sur une distance approximative de 3 km (Km 91.200 — 94.000). On les rencontre encore dans la Valea Vâjoaia, Valea Porcului, sous le Vârful Runcul-Porcenilor, dans la Valea Sadului, etc. Au S, les faciès amphiboliques alternent avec des granites à textures gneissiques, et vers le Nord avec des granites mylonitisés.

Les roches amphiboliques les plus fréquentes sont les granodiorites. Sous le microscope on remarque deux types: l'un identique aux granites à biotite, qui contient encore de la hornblende prismatique ou aciculaire, l'autre ayant les mêmes éléments mélanocrates. Ce dernier type offre une couleur gris foncé déterminée par les feldspaths. Dans les deux cas, la granodiorite présente un aspect massif ou légèrement lenticulaire. Les transformations des feldspaths et de la biotite manifestent presque les mêmes stades que ceux décrits au chapitre des granites massifs. Parfois, ces phénomènes impriment à la biotite un curieux caractère. La biotite décolorée, faiblement polychroïque, se conserve sur les bords, tandis qu'à l'intérieur s'est formée une masse gris foncé, souvent disposée en bandes étroites parmi lesquelles on distingue des grains de zoïsite, de minéral, de chlorite, de sericite, des reliques de biotite verte, des cristaux d'apatite et du zircon.

La transformation de la biotite ressemble à celle des plagioclases. Là aussi, on trouve une bordure claire, albitique et à l'intérieur du cristal une masse fondamentale finement microlitique, faits qui prouvent que la transformation des deux minéraux est due au même phénomène. L'amphibole et la biotite sont en proportions de 1 : 1 jusqu'à 2 : 1, l'amphibole atteignant



10%. Le rapport du feldspath potassique et du plagioclase est de 1 : 8 ; le feldspath potassique atteint environ 5%. Le quartz varie entre 25—35%.

Diorites quartzifères. Les diorites quartzifères se rencontrent surtout dans la vallée du Jiu (à la borne 93,700—93,900). Ce sont des roches bariolées, dont les éléments noirs s'élèvent en proportion jusqu'à 30%. Le feldspath potassique y fait complètement défaut. Le plagioclase s'y trouve généralement séricitisé, rarement il est pourvu, vers le centre, de tas de microlites (en moyenne 40%). Le quartz va jusqu'à 25%. La hornblende, de couleur verte sale à taches d'un brun pâle, atteint 20%, tandis que la hornblende actinolitique apparaît accidentellement. La biotite est complètement transformée en chlorite (pennine). D'autres fois, elle forme des concrescences avec la séricite et la chlorite. Parmi les minéraux accessoires, l'on remarque fréquemment l'orthite et la titanite.

Les diorites quartzifères se caractérisent par l'absence du feldspath potassique, la réduction de la hornblende actinolitique, l'augmentation du taux de la hornblende commune, la prédominance du phénomène de séricitisation dans les plagioclases et les pseudomorphoses de chlorite d'après la biotite. Dans les faciès amphiboliques, les actions dynamiques sont assez réduites.

Granites à textures gneissiques (pl. I, fig. 2). Les granites massifs passent, au N, vers les granites à texture gneissique, qui forment des zones distinctes (par exemple la zone située dans la vallée du Jiu à la borne 90—91), que l'on ne peut guère suivre et séparer sur le terrain. Les intercalations de granites à textures gneissiques apparaissent également parmi les granites massifs.

Les granites à texture gneissique sont de couleur grisâtre et présentent une texture schisteuse. Sur les cassures parallèles à la schistosité, ils ont un éclat nacré qui est dû à la séricite. « Par sammelcrystallisation » apparaissent, par-ci par-là, des paillettes de muscovite. Sur leur cassures transversale, les lentilles de quartz et de feldspath sont séparées par des bandes étroites de séricite ; d'autres fois on ne distingue que des inclusions de quartz. Ces granites se caractérisent par des structures cataclastiques, parfois à faibles recristallisations et à textures lenticulaires. Les phénomènes de cataclase, évidents dans le quartz, indiquent tous les stades décrits à la page 13—14, depuis le quartz en gros cristaux à nombreuses crevasses et à extinction puissamment onduleuse jusqu'au quartz transformé en mortier. Les plagioclases forment des lentilles séricitisées qui alternent avec le quartz. Quant à la biotite, elle se présente sous forme d'étroites bandes allongées, broyées ou bien plissées.

Leurs constituants minéralogiques sont identiques à ceux des granites massifs, à savoir : le feldspath potassique, perthites ou orthose, les plagio-

clases généralement séricitisés, les myrmékites qui apparaissent maintes fois en relation avec les feldspaths, la biotite tabulaire, chloritisée ou fibreuse, et la hornblende actinolitique qui apparaît au voisinage des faciès amphiboliques.

Granites mylonitisés. Ces granites forment une zone distincte au N du massif. Ils commencent seulement à partir de la Valea Șușița vers l'E, traversent les vallées: Râu, Porcu, Bratcu, Jiu (à la borne 94,450 — 95,600) passent dans la Valea Sadului, montent sur la crête Urma Boului-Mocirla et ici sortent de notre région. Il paraît que cette zone est mieux développée vers l'E. La manière dont cette zone se termine dans la Valea Șușița, en ne se continuant plus vers l'W, et ses relations avec la Formation de Schela nous incite à supposer l'existence, dans ces contrées, d'une importante dislocation.

Les granites mylonitisés sont disposés en bancs à inclinaison de 30° — 50° vers le NW, ils présentent une couleur grisâtre d'un bleu nacré, dans les faciès laminés. Ce n'est que bien rarement que l'on rencontre, aux voisinage des granodiorites, des types gris foncé. Dans la plupart des cas, la transition vers les granites à texture gneissique est évidente. Dans la vallée du Jiu, les relations entre ces deux faciès de granites sont moins frappantes, à cause de quelques lentilles de granodiorite, de diorite quartzifère et de schistes cristallins, interposées, probablement, par voie tectonique, entre les granites mylonitisés et les faciès amphiboliques. Les phénomènes de cataclase et de laminage s'accroissant, il résulte des termes dont l'aspect granitique est tellement modifié qu'ils pourraient être considérés comme des schistes cristallins à caractère épizonal. En ce cas, le quartz puissamment onduleux (streifenartig) est broyé et transformé en champs lenticulaires de quartz sableux (Sandquartz). Fréquemment, entre nicols croisés, les grains plus gros qui montrent des zones plus ou moins lumineuses ont un aspect de macles. M. STAUB (77) décrit de tels phénomènes dans les granites de Bernina, puissamment déformés mécaniquement. La schachbrettalbite se développe aux dépens du feldspath potassique qu'il remplace. Le plagioclase conserve des contours cristallographiques dans les granites moins sollicités ou bien lorsqu'il est entouré d'orthose. Il forme généralement d'étroites bandes lenticulaires qui alternent avec celles de quartz et présentent un aspect porphyroclastique.

Au point de vue de la texture et de la structure, on peut séparer, dans les granites mylonitisés, quelques termes bien distincts.

Les premiers termes montrent une pure cataclase, exempte de mouvements différentiels. Ces roches d'un vert grisâtre présentent une texture non orientée du type bréchiforme, résultant d'un écrasement sur place, sans aucun laminage. Dans la masse microgrenue, formée par le broyage des

éléments constitutifs du granite, on remarque de gros cristaux anguleux de feldspath, de la biotite chloritisée, idiomorphe, parfois de la hornblende. Ces termes bréchiformes apparaissent vers la périphérie.

Le second terme offre une légère orientation. Dans la masse fondamentale grenue, le quartz, séparé en zones lenticulaires par d'étroites bandes de séricite et de biotite plus allongées et plissées, présente une structure en mosaïque. De concert avec le quartz, il y apparaît des grains de feldspath à dimensions identiques. Les phénocristaux de plagioclase ou de feldspath potassique, arrondis et disséminés dans la masse fondamentale grenue, déterminent des structures légèrement porphyroclastiques (pl. I, fig. 3).

En d'autres termes, la cataclase ainsi que le laminage sont fort avancés. La masse fondamentale microgrenue est orientée en bandes parallèles lenticulaires qui sont formées de quartz et de feldspath en alternance avec la séricite et la chlorite. Le long de ces bandes, on remarque des porphyroclastes de feldspath ou de quartz. Ces termes se caractérisent par des structures porphyroclastiques typiques et par des textures lenticulaires parallèles (pl. I, fig. 4).

Les roches intensément sollicitées ont un aspect extérieur qui ne ressemble nullement à celui d'un granite. Ce sont des roches d'un gris verdâtre à éclat nacré à texture parallèle et se débitant en feuillets. On n'y distingue, en fait de minéraux, que de petites lentilles de quartz. Au microscope, l'on observe dans la fine masse grenue, d'étroites bandes de séricite, de rares porphyroclastes de feldspath et de quartz à dimensions beaucoup plus réduites que celles des termes précédents (environ 0,5—1 mm). La structure de ces termes extrêmes peut être désignée sous le nom de « fine mylonitique ».

CARACTÈRE CHIMIQUE DES ROCHES DU MASSIF DE ȘUȘIȚA

Par les analyses ci-dessous, nous avons voulu établir les relations chimiques qui existent entre les différents types du massif de Șușița. Ces analyses contribuent dans une certaine mesure à l'explication des phénomènes observés (voir le tableau ci-dessous).

DESCRIPTION MINÉRALOGIQUE

I. Aplite: quartz, feldspath potassique, plagioclase acide faiblement séricitisé, muscovite (défilé du Jiu à la borne 103,600).

II. Micropegmatite granitique: quartz, feldspath potassique, plagioclase séricitisé, séricite, apatite, zircon (défilé du Jiu, à la borne 101,5)

III. Aplite granitique: quartz, feldspath potassique, plagioclase séricitisé, biotite fraîche, muscovite, grenat, apatite, zircon (défilé du Jiu à la borne 89,200; pl. II, fig. 5).

IV. Granite mylonitique: quartz, feldspath potassique, plagioclase, séricite, chlorite, minéral (Valea-Mare, Vai de Ei; pl. I, fig. 4).

V. Granodiorite (c'est la roche principale du massif): quartz, feldspath potassique,



plagioclase zoisitise et sericitise, biotite chloritisee, apatite, zircon, mineral (defile du Jiu a la borne 88,300; pl. II, fig. 6).

VI. Granodiorite: quartz, albite, schachbretalbit, plagioclase zoisitise et sericitise, hornblende, biotite chloritisee et epidotisee, orthite, apatite, zircon (defile du Jiu a la borne 93,800).

VII. Diorite quartzifere: quartz, plagioclase sericitise et zoisitise, hornblende et biotite chloritisee, epidote, orthite, apatite, zircon, mineral (defile du Jiu a la borne 93,800).

Analyse chimique des roches du massif de Şuşita.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂ . . .	74,23	73,30	71,34	67,00	66,09	67,28	62,59
TiO ₂ . . .	0,20	0,30	0,40	0,97	0,96	0,91	1,07
Al ₂ O ₃ . . .	14,11	15,41	14,24	16,35	14,95	13,81	15,34
Fe ₂ O ₃ . . .	0,78	0,65	0,90	1,21	1,75	0,88	1,55
FeO . . .	0,31	0,26	1,28	1,94	1,90	2,43	3,38
MnO . . .	—	—	—	0,02	—	0,03	0,07
MgO . . .	0,43	0,33	0,18	1,41	1,39	3,23	3,43
CaO . . .	0,90	1,31	1,21	1,13	4,10	3,40	4,94
Na ₂ O . . .	3,63	4,44	3,82	3,69	3,07	4,05	2,88
K ₂ O . . .	4,70	2,98	4,30	4,03	3,47	2,57	2,40
H ₂ O + . . .	0,52	0,49	1,83	2,27	2,02	1,54	2,26
H ₂ O — . . .	—	—	0,05	0,07	0,12	0,09	0,05
P ₂ O ₅ . . .	0,44	0,56	0,06	0,23	0,25	0,13	0,20
Poids specifique	100,25	100,03	99,61	100,32	100,07	100,35	100,16
	—	—	2,67	2,69	2,74	2,75	2,79

Analyste: VALERIA MANOLESCU, Bâle, Suisse.

VALEURS NIGGLI

si	435	413	404	313	286	275	227
al	48,5	51	47	45	38	33	32,7
fm	8	6,5	10,5	21	21	30	32,7
c	5,5	7,5	7	5,5	19	14,5	19,1
alk	38	35	35,5	28,5	22	22,5	15,5
k	0,30	0,48	0,43	0,42	0,42	0,25	0,35
mg	0,40	0,42	0,13	0,47	0,41	0,65	0,56

M. DUMITRESCU (11) et M. IONESCU-BUJOR (26) ont publié une série d'analyses de roches provenant de la région dont nous nous occupons (voir le tableau ci-dessous).

Anciennes analyses des roches du massif de Șușița.

	1	2	3*	4*	5*	6*
SiO ₂	72,43	71,84	69,03	68,24	67,47	65,63
Al ₂ O ₃	13,03	14,50	15,28	18,47	16,08	14,17
Fe ₂ O ₃	4,48	3,37	2,18	0,88	1,16	2,93
FeO	—	—	1,94	1,00	3,00	2,95
MgO	0,06	0,22	0,79	1,45	1,89	2,15
CaO	3,61	1,32	3,17	2,69	3,12	3,65
Na ₂ O	2,74	3,63	5,12	3,45	3,24	7,52
K ₂ O	1,87	4,31	2,60	2,62	2,74	1,05
H ₂ O	0,13	0,12	—	—	—	—
H ₂ O +	1,45	0,80	1,17	1,72	1,42	1,04
TiO ₂	—	—	—	—	0,15	—
	99,54	99,87	101,28	100,52	100,27	101,09

* Analyses publiées par G. DUMITRESCU.

DESCRIPTION MINÉRALOGIQUE

1. Granite type Suseni: quartz, microclin, microperthite, plagioclase, biotite chloritisée, séricite, magnétite, apatite, zircon, clinozoïsite, épidote (Valca Susenilor à l'embouchure de la Valea Seacă).

2. Granite amphibolique: quartz, microclin, microperthite, albite oligoclase (56% d'An), biotite chloritisée, hornblende verte, hornblende actinolitique, magnétite titani-fère, apatite, zircon, orthite, épidote, clinozoïsite (vallée du Jiu, km 93,800).

3. Granite amphibolique: quartz, oligoclase à séricite altérée, orthose, hornblende, zircon, épidote, zoïsite (vallée du Jiu, km 91).

4. Granite amphibolique: quartz, plagioclase altéré à séricite, orthose, chlorite, hornblende, zircon, apatite, orthite, (vallée du Jiu, km 93—94).

5. Granite amphibolique: quartz, feldspaths saussuritisés, hornblende, épidote, zoïsite (vallée du Jiu, km 93—94).

6. Granite amphibolique: quartz, plagioclase, biotite, chlorite, hornblende, zircon, apatite (vallée du Jiu, km 93—94).

TYPES MAGMATIQUES

D'après les valeurs Niggli, nos analyses peuvent être comparées aux types de magmas suivants :

Les I-ère, II-ème et III-ème analyses appartiennent aux magmas aplito-granitiques qui passent vers les magmas engadinitiques (57, page 109—110). Dans la I-ère et II-ème analyse, *mg* est un peu trop élevé pour ces magmas. Mais ces roches font partie des injections aplitopegmatitiques de la série de Lainici-Păiuș. Il n'est donc pas exclu que leur composition chimique soit influencée par une légère assimilation. Il en est de même pour les valeurs *fm* et *c* lesquelles, dans la II-ème analyse dépassent les valeurs qui sont la règle



dans ces magmas. En échange, la III-ème analyse concernant l'aplite granitique située à l'intérieur du massif, assigne la place de l'échantillon dans la série des magmas engadinitiques.

La IV-ème analyse peut être comparée plutôt aux types de magmas rapakiwitiens (57, 173). Cependant, on connaît, dans les séries calco-alcalines, des granites à caractères chimiques analogues. Des granites semblables ont été décrits par M. REINHARD (65) dans le massif des Aiguilles-Rouges et par M. STRECKEISEN (81) dans le granite de Mönchalp. Ces granites représentent également des faciès marginaux schisteux appartenant à certains granites massifs. Indiquons ci-dessous les valeurs Niggli.

		<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
Ultramylonite	Aiguilles-Rouges	302	43	20,5	6,5	30	37	41	32
	Mönchalpgranite	325	41,5	23,5	7	28	54	40	30

Si l'on compare les valeurs de l'analyse IV aux valeurs mentionnées ci-dessus, l'on constate qu'elles sont très semblables. Quant aux cas cités plus haut, les deux auteurs se demandent s'il s'agit d'une différenciation magmatique, ou bien s'il n'est question que d'un changement du caractère chimique du magma initialement granitique, changement dû à l'assimilation de paramatériau. C'est le taux élevé de *fm* qui nous détermine à faire cette supposition.

La V-ème analyse, par contre, se rapporte bien plutôt aux magmas granodioritiques et ressemble à l'analyse typique de ces magmas. Dans le massif de Şuşa, la roche analysée représente le type prédominant.

D'après les valeurs Niggli, les résultats des analyses VI et VII peuvent être rapportés aux magmas quartzdioritiques. C'est la valeur de *k*, qui les rapproche le plus de ces magmas.

DIAGRAMME DE DIFFÉRENCIATION

En partant de la V-ème analyse concernant la roche typique du massif de Şuşa, dont le caractère chimique correspond aux magmas granodioritiques, nous constatons que le diagramme de différenciation (fig. 2), présente certaines déviations dans le trajet des courbes, autant du côté acide que du côté basique. Comparé cependant aux diagrammes des différentes séries magmatiques (57, 58), ce diagramme se groupe parmi les séries pacifiques et si l'on pousse davantage cette comparaison on le rapproche du diagramme de différenciation des roches éruptives du massif du Gotthard (58, page 338). Les déviations, marquées par rapport aux formes habituelles des courbes dans un diagramme pacifique, semblent être dues à l'assimilation de paramatériau mis en évidence par l'excès de *al* qui se manifeste dans les granites laminés et dans les faciès amphiboliques,



Il ressort du diagramme ci-dessous que le granite de Șușița appartient aux magmas calco-alcalins, à savoir aux magmas granodioritiques dont se sont différenciés des types acides (aplitogranitiques et engadinitiques) et des types basiques (quartzdioritiques). Il est possible que les anomalies ren-

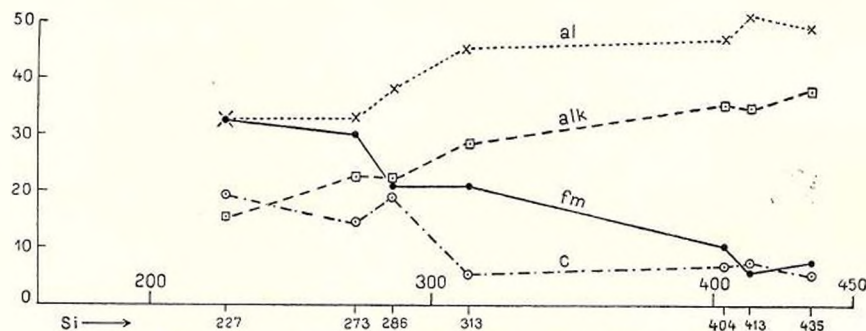


Fig. 2. — Diagramme de différenciation des roches du massif de Șușița.

contrées parmi les roches périphériques, acides ou basiques, ayant parfois une tendance méditerranéenne en apparence, soient dues aux processus d'assimilation.

CONSIDÉRATIONS SUR LA GENÈSE DU MASSIF DE ȘUȘIȚA

Dans notre région, les plus anciennes roches qui reposent en discordance sur les granites, appartiennent au Permien, à savoir au Verrucano sous faciès serniphitique. Il en est de même pour le Carbonifère supérieur qui, dans le Banat, repose aussi en discordance sur le soubassement hercynien, de telle sorte que la mise en place du granite de Șușița a toujours été considérée comme carbonifère, faisant partie du cycle de l'orogénèse hercynienne.

Comme nous l'avons déjà vu, plus nous avançons vers le N, plus le feldspath potassique diminue quantitativement jusqu'à ce qu'il en disparaisse complètement. Parallèlement à sa disparition, il se forme, à proximité de la biotite, des fibres biotitiques, de la hornblende actinolitique, aciculaire, disposée en faisceaux radiaires, de la hornblende commune vert bleu ou brune. Il est possible qu'une partie de ces minéraux se soient formés par l'assimilation du matériel para. Cette contamination des granites ressort aussi de l'excédent d'al des granites laminés. Le développement lenticulaire des faciès amphiboliques prouve l'existence de certains produits endomorphes.

Les transformations que l'on observe dans les éléments constitutifs des granites (séricitisations, microlitisations, albitisations, etc., des feldspaths ; chloritisations ou épidotisations des éléments mélanoocrates) sont des phénomènes ultérieurs à la consolidation magmatique et antérieurs à la cataclase. En réalité, ces transformations sont dues à l'évolution normale de la conso-

lisation magmatique, sans que les tensions et les pressions spéciales y interviennent. De cette façon, la roche s'adapte à de nouvelles conditions d'équilibre. Les minéraux formés pendant la période liquide-magmatique sont attaqués et transformés par les substances volatiles (ichor granitique), abandonnées après la consolidation du magma granitique. Le fait que dans les plagioclases de l'intérieur du massif prédominent généralement des microlites épidoto-zoisitiques, tandis que dans les faciès gneissiques et mylonitisés périphériques s'effectuent les séricitisations, nous oblige à nous poser les questions suivantes : les séricitisations périphériques seraient-elles dues à une accentuation des phénomènes d'autopneumatolyse, ou bien appartiendraient-elles au métamorphisme dynamique alpin ? Il est encore difficile de délimiter nettement les phénomènes d'autométamorphisme des phénomènes dynamiques. Il est sûr d'ailleurs qu'ils se superposent. Il est très possible que l'altération des plagioclases soit un phénomène régional, tandis que la séricitisation n'en soit que locale.

L'existence des microlites dans les feldspaths n'est aucunement en relation avec la cataclase et le laminage des granites. On connaît assez d'exemples de granites puissamment cataclasés et laminés, dans lesquels la transformation des feldspaths est très faible, souvent réduite à des séricitisations. Par contre, les granites massifs possèdent constamment des plagioclases chargés de microlites. Nous devons donc distinguer, dans la genèse du granite de Șușița, une cristallisation du magma, suivie par des processus normaux d'autométamorphisme, mais différente de la cataclase et du laminage, qui représentent des phénomènes un peu plus récents.

Il est probable que les textures schisteuses des roches granitiques ne sont pas primaires. Le granite de Șușița n'est certainement pas resté au repos après sa mise en place. L'orogénèse alpine l'a sans doute beaucoup influencé. Il faut donc nous demander, dans quelle mesure a-t-il pris part à l'orogénèse hercynienne. Cependant nous ne pouvons que difficilement préciser les phénomènes qui suivirent la mise en place du granite, vu qu'ils ont été détruits en partie par l'orogénèse alpine. Il est cependant possible qu'avant la consolidation entière du massif granitique ont eu lieu des mouvements orogéniques, lesquels influencèrent la zone extérieure déjà consolidée et déterminèrent l'injection des solutions aplito-pegmatitiques dans tout le Cristallin du Parâng. La disposition zonale des séries cristallines, dans le Cristallin du Parâng, a dû se produire pendant la phase hercynienne.

GRANITE DE TISMANA

Le granite de Tismana est un granite porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique qui lui impriment un caractère plus acide. De la bibliographie actuelle, il ressort que ce granite affleure dans la région de Baia de



Aramă - Tismana et aboutit à la Valea Jaleș (au N de la commune de Runcu). Vers l'E, il est remplacé par le granite de Șușița. Nos recherches montrent que le granite de Șușița ne forme point une zone continue jusqu'à Novaci. Il s'ennoie au pied de la Culmea Păstaia (Bumbești) sous les schistes cristallins et ne réapparaît plus qu'à partir de la Valea Crasna vers l'E, où il se développe également une étroite zone marginale de granite porphyroïde. Un profil dans la Valea Cărpiniș indique la succession suivante : le massif granitique débute par un faciès porphyroïde, suivi vers le N par des granites grenus à faciès amphiboliques et par une zone marginale mylonitisée, sur lesquels reposent ensuite la série de Lainici-Păiuș. Nous avons l'impression qu'entre le granite de Tismana et le granite de Șușița on trouve de petites lentilles de cornéennes. Ce profil ressemble d'ailleurs à celui de la vallée du Jiu, si l'on excepte le faciès porphyroïde : qui y fait complètement défaut. Il résulte donc, de ces observations isolées, que l'on ne peut guère préciser si le granite porphyroïde représente le faciès marginal, ou bien le noyau central du massif granitique. Il n'est pas exclu que ce soit là deux massifs distincts. Nous ne pouvons tirer des conclusions certaines sur les relations qui existent entre les deux types de granites, le granite de Șușița et le granite de Tismana, avant de connaître le développement de cette bande granitique jusqu'au delà de Novaci, et l'avoir comparée aux granites de la région de Tismana.

ROCHES FILONIENNES

Le massif granitique ainsi que le toit schisteux sont percés par une série de roches filoniennes acides et basiques, lesquelles ont été mises en place après le granite. Celles-ci peuvent être groupées en : microgranites, aplites, pegmatites et lamprophyres. Dans ce qui va suivre, nous présenterons quelques considérations sur les injections ci-dessus.

Microgranites. Ce terme se réfère à toute une série de filons ayant une composition minéralogique semblable à celles des granites, mais à structures différentes. D'après une ancienne analyse effectuée par M. MRAZEC ¹⁾, leur composition chimique montre qu'ils sont en étroite relation avec les granites.

Presque toutes ces roches se caractérisent par des structures porphyriques. Les phénocristaux sont formés de plagioclase acide et de quartz corrodé

¹⁾ L. MRAZEC: Partea de Est a Munților Vulcan, 1897, p. 30.

Ortofir din Valea Porcului Nr. 1321.

Granit de Șușița, din Valea Văjoaiei:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	
64,88	22,55		1,76	0,80	8,71 +	1,30	perle par calcination
64,73	21,4		1,79	1,43	10,01 et		perle par calcination



tandis que les termes plus basiques sont constitués de biotite et de hornblende brune. La masse fondamentale présente une structure holocristalline, parfois microgranitique ou granophyrique. On y rencontre rarement des types felsitiques. A en juger d'après leurs constituants minéralogiques et leur texture, elles peuvent être comparées à des porphyres granitiques, des microdiorites quartzifères et même à des porphyres dioritiques. Les textures massives sont les plus fréquentes mais, en dehors de celles-ci, on y rencontre encore des textures légèrement fluidales.

On remarque aussi, dans les plagioclases, des séricitisations ou des microlitisations et dans la biotite et la hornblende des chloritisations. Les influences mécaniques apparaissent assez évidentes dans les zones plus vivement sollicitées. En ce cas, les filons sont transformés en de véritables mylonites.

Aplites et pegmatites. Les filons d'aplites et de pegmatites sont irrégulièrement répandus dans tout le massif granitique, mais ils ne présentent un développement accentué que dans le toit du granite (dans la série de Lainici-Păiuș). Il n'est pas possible, sur une carte dont l'échelle est si grande, de dessiner tous les filons, extrêmement nombreux et parfois à dimensions réduites ; nous sommes donc obligés d'attribuer une seule couleur à la série cristalline de Lainici-Păiuș sur la carte géologique.

Les aplites sont d'une couleur blanche parfois grisâtre, à grains uniformes. Le quartz et le feldspath forment la masse microgrenue, dans laquelle on distingue des paillettes de muscovite et des grains plus gros de feldspath potassique. Dans les pegmatites, le quartz ou le feldspath potassique sont de couleur bleu violacé. Le quartz présente généralement de semblables teintes dans les pegmatites de la série de Lainici-Păiuș.

Parmi les aplites et les pegmatites, on rencontre des termes intermédiaires dont les structures et les constituants minéralogiques sont les mêmes que pour les granites. Les proportions relatives de feldspath potassique et de plagioclase varient beaucoup. Le premier prédomine dans les pegmatites, atteignant parfois 60%, tandis que dans les aplites il décroît en faveur du plagioclase acide.

Les influences mécaniques s'y exercent suffisamment. Les granites pegmatitiques à l'E du pont de Lainici (défilé du Jiu, pl. I, fig. 1) présentent un exemple typique. La roche est formée de quartz et de plagioclase acide, faiblement séricitisé, à macles polysynthétiques fines. La muscovite forme des bandes sériciteuses allongées. Le plagioclase est broyé et recimenté par un fin mortier de quartz. La présence de ces roches cataclasées, au voisinage du synclinal mésozoïque pincé de Rafaila, confirme suffisamment l'hypothèse que les phénomènes d'écrasement sont dûs aux plissements méso-cretacés.



Lamprophyres. Beaucoup moins répandues que les microgranites, les aplites et les pegmatites, les lamprophyres se rencontrent dans le massif granitique et parmi les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș, avec lesquels elles ont été métamorphisées. Elles perdent souvent de cette façon leur caractère filonien, ce qui fait qu'il nous est presque impossible de les distinguer des autres sans l'aide du microscope. On observe de beaux affleurements de lamprophyres sur la crête de Zănoaga au N de Buliga, dans la Valea Mare (Stăncești) et dans les schistes cristallins à l'W du Jiu.

Les lamprophyres sont des roches compactes, de couleur gris foncé. On y remarque de la hornblende brune en prismes allongés (à dimensions de 1 mm/0,25 mm), à aspect bacillaire ou en phénocristaux corrodés à tendance granulaire (2 mm). Vers la périphérie la hornblende est plus décolorée, d'autres fois elle passe vers une hornblende commune. Au voisinage de la hornblende, apparaissent rarement de l'augite et de la biotite brun foncé. Le feldspath se trouvant sous forme de phénocristaux ou bien dans la masse fondamentale est séricitisé et saussuritisé. On rencontre, dans les termes plus acides, des phénocristaux de quartz corrodé. L'épidote et la chlorite sont des produits de transformation caractérisant les éléments mélanocrates, tandis que dans les lamprophyres de la Valea Mare ils remplissent, de concert avec la calcite, des cavités amygdaloïdes. La calcite forme des plages entre les cristaux de hornblende. On y rencontre encore des amas de leucoxène, de minéral, de pyrite, apatite, zircon et séricite. D'après leur composition minéralogique, leurs structures panidiomorphes ou holocristallines porphyriques et leurs textures parfois vacuolaires, les roches lamprophyriques correspondent aux spessartites, porphyrites diabasiques et porphyrites.

GRANITES À ENCLAVES

Dans la Valea Cartiului, au N de Schela, les calcaires mésozoïques sont séparés de la Formation de Schela par une lame granitique riche en enclaves basiques. Celles-ci sont parfois tellement nombreuses, que le granite peut être comparé au ciment d'une brèche, à éléments de forme allongée ou anguleuse. SEDERHOLM (74) désigne ces roches sous le nom de « brèches primaires ». La composition minéralogique diffère très peu d'une enclave à l'autre. Elles comprennent des roches gris verdâtre, compactes, à petit grain, constituées de hornblende brune, d'augite et d'un tissu de plagioclase, qui fait parfois défaut, d'entassements de leucoxène, d'épidote et minéral. Leur structure panidiomorphe et leurs éléments constitutifs les rapprochent beaucoup des roches filoniennes basiques qui correspondent aux spessartites.

Quant à la genèse des enclaves, il y a beaucoup à dire. Elles pourraient provenir de l'assimilation d'une partie du toit; en ce cas elles marqueraient les endroits où les phénomènes de contact sont puissamment développés.



Nous n'avons nulle part observé dans les auréoles de contact, des enclaves dans le granite, pas même là où on les trouve à proximité des calcaires cristallins (au NE des villages de Arșeni, Stăncești). Il nous paraît plus plausible qu'elles représentent une masse déjà consolidée à grande profondeur, due soit à la différenciation magmatique, soit aux processus endomorphes. Cette masse a été, par la suite, fragmentée, englobée et transportée par le magma granitique pendant son ascension. Les granites des Pyrénées étudiés par M. LACROIX (29) présentent de beaux exemplaires semblables.

En faveur de cette hypothèse, témoigne la composition minéralogique identique de ces enclaves et des intercalations de roches basiques de la série de Lainici - Păiuș. Il y a peut-être deux injections lamprophyriques différentes. La première injection, due à une assimilation en profondeur, a produit les enclaves des granites et une partie des roches lamprophyriques rencontrées parmi les schistes cristallins; la seconde serait post-granitique.

SÉRIE DE LAINICI - PĂIUȘ

Sous ce nom nous désignons un complexe cristallin hétérogène puissamment dynamométamorphisé, constitué en majeure partie par des roches d'origine sédimentaire — notamment par des psammites et par des pélites subordonnées — dont le métamorphisme a conduit à des quartzites et des schistes séricito-chloriteux.

En association avec ceux-ci, on rencontre, sous forme d'intercalations, des schistes chloriteux à plagioclase qui représentent, probablement, des roches éruptives intensément dynamométamorphisées. On y distingue difficilement des structures relictées.

Tout le complexe cristallin est traversé d'apophyses granitiques et d'injections aplito-pegmatitiques qui présentent un développement lenticulaire. Elles se caractérisent par une composition chimique plus acide que celle des granites de Șușița; les phénomènes mécaniques y sont moins accentués.

Ces injections transforment la plus grande partie de la série Lainici-Păiuș en gneiss; celle-ci apparaît donc, en quelque sorte, comme une immense auréole de contact.

Cette série cristalline est bien visible dans le profil de la vallée du Jiu, sur la portion comprise entre le pont de Lainici et le canton de Păiuș; c'est pourquoi nous lui avons donné le nom de série de Lainici - Păiuș. A l'W de la vallée du Jiu, elle s'étend sur le versant méridional, sa bordure nord se maintenant à proximité de la crête principale (E - W) des Munții Vulcan. A l'E du Jiu, elle conserve le même développement jusque dans la Valea Sadului, où elle se rétrécit sensiblement, les granites mylonitisés la relayant vers le N.



A SE de Urma Boului, une seconde zone de schistes cristallins s'intercale entre les granites qui affleurent à partir de la Valea Crasna vers l'E et les granites mylonitisés. Ces schistes cristallins sont puissamment métamorphisés à leur contact avec le granite de Șușița lequel s'ennoie complètement, sous ces schistes, le long de la culmea Păstaia. Vers le S, les schistes cristallins cornifiés aboutissent à la bordure de la dépression subcarpatique (leur limite passerait au N des villages : Arșeni, Stăncești, Larga, Crasna) étant couverts par la Formation de Schela (en lambeaux discontinus) ou bien directement par le Tertiaire (Néogène). De sintercalations de calcaires cristallins, également métamorphisés au contact, affleurent au milieu des schistes cristallins (voir la carte géologique annexée ; région de Bumbești).

Quartzites (pl. III, fig. 11). Elles forment l'ossature fondamentale contenant, comme intercalations ou comme lentilles, les autres faciès de la série cristalline de Lainici - Păiuș.

Les quartzites sont de couleur gris vert parfois noire, à reflet nacré lorsque sur leurs surfaces de schistosité il y a de petites feuilles de séricité. Les textures sont ou bien schisteuses, ou bien massives ; leur schistosité est due en partie à un commencement de « Kristallisationschieferung ». Généralement, on peut encore assez facilement distinguer les structures relictées (blastopsammitiques) à caractère primordial gréseux ou arkosien.

D'après les minéraux constitutifs, on distingue deux types de quartzites : le premier gréseux, l'autre arkosien. Dans le premier cas, le quartz atteint un taux d'environ 90%. Il est disposé en grains onduleux plus gros, entourés de couronnes de mortier. La grosseur des grains de quartz accuse environ 1 mm, et celle du mortier varie de 0,10—0,05 mm. Ce type présente une structure clastoporphyrique distincte.

Dans le type arkosien le taux de quartz diminue à 60% ; les grains ont les mêmes dimensions. Parfois on observe des entassements arrondis de séricite qui provient, en majeure partie, de l'altération du feldspath et forme jusqu'à 40% de la roche. La structure granoblastique caractérise ce type. On rencontre rarement dans ces types, des structures nématoblastiques ; cela surtout dans les quartzites à hornblende actinolitique. La présence de ce minéral, autant dans les granites que dans les schistes cristallins, prouve les mêmes conditions de formation. Dans la masse fondamentale, on trouve du feldspath potassique jusqu'à 5% de la roche. Les porphyroblastes d'albite apparaissent tout à fait accidentellement. Bien rarement, on trouve dans les quartzites de la biotite fortement polychroïque à inclusions de sagénite, produite probablement sous l'influence des granites. On y rencontre encore les minéraux accessoires et secondaires suivants : du minéral qui atteint parfois un taux de 1%, s'individualisant sous formes squelettiques, de rares cristaux octaédriques de magnétite ou bien d'ilménite à bordure de leu-



coxène, du zircon assez fréquent; ensuite de l'apatite et plus rarement de la titanite et du rutile. On y remarque encore fréquemment la séricite, la chlorite, l'épidote et la calcite.

Schistes séricito-chloriteux. On rencontre assez rarement des schistes séricito-chloriteux. Ils ont été d'ailleurs aussi puissamment modifiés par les injections granitiques et les actions du métamorphisme dynamique. Etant moins compacts, ils ont favorisé la formation, entre les bancs quartzitiques, de surfaces locales de glissement.

Les schistes séricito-chloriteux sont constitués de quartz, de séricite et de chlorite. Le quartz, souvent transformé en mortier, forme des bandes allongées récrystallisées qui impriment à la roche, de même que les bandes étroites de séricite ou de séricite et chlorite, une fine texture schisteuse parallèle (dünnschieferig). Cette texture ne devient hélicitique que si les bandes de substance charbonneuse s'associent au quartz. En ce cas, les schistes cristallins ont un aspect phylliteux. Les schistes quartzeux passent vers les quartzites. Dans les schistes sériciteux, la séricite forme environ 60% de la roche, tandis que la chlorite s'y réduit sensiblement. En dehors de quartz, de la séricite et de la chlorite, on rencontre encore d'autres minéraux accessoires, comme par exemple : l'épidote, les minerais et la calcite. Dans les faciès gneissiques apparaissent des porphyroblastes de hornblende verte, de la biotite fraîche, rarement de l'albite. Une partie des gneiss amphiboliques rencontrés par MURGOC (46) à l'E de cette région, dans les Munții Parâng, font partie probablement de ces schistes cristallins gneissiques.

Schistes chloriteux à plagioclases. Ils s'intercalent entre les quartzites et ont un aspect semblable à celui des granites de la zone mylonitisée. On en rencontre des affleurements accessibles dans la vallée du Jiu au km 101,400 sur l'alpe qui descend de Vârful Muncel vers Dobrița, à quelques centaines de mètres de la lisière du bois, ainsi que dans tous les affluents du Jiu.

L'étude microscopique prouve qu'il s'agit ici d'une roche éruptive ou de schistes cristallins gneissifiés par les injections granitiques et ensuite plus fortement dynamométamorphisés. A en juger par les structures rarement bréchoïdes, habituellement porphyroblastiques, les textures lenticulaires parallèles et les constituants minéralogiques, une partie des schistes chloriteux proviennent de certaines apophyses du granite de Șușița, intercalées dans le toit schisteux. Les granites et les schistes ont été ensuite dynamométamorphisés.

Dans les schistes séricito-chloriteux se produisent, soit par des actions dynamiques, soit par des injections aplito-pegmatitiques, des porphyroblastes d'albite. La roche ainsi obtenue ressemble assez bien à un granite laminé.



A cause du métamorphisme, les structures porphyroclastiques se confondent avec celles porphyroblastiques et blastopsammitiques. Des roches granitiques ou sédimentaires, soumises à ces actions dynamiques, aboutissent au même terme pétrographique final, c'est-à-dire à un schiste chlorito-sériciteux. C'est pourquoi la classification et la distinction des différents schistes cristallins d'épizone ont toujours été difficiles et en quelque sorte arbitraires.

PHÉNOMÈNES DE CONTACT ENTRE LES GRANITES ET LA SÉRIE DE LAINICI-PĂIUȘ

La série de Lainici-Păiuș, que nous l'avons déjà décrite en partie ci-dessus, représente un ancien complexe où prédominent des roches quartzitiques. Les roches argileuses y sont peu abondantes et les calcaires cristallins y apparaissent tout à fait accidentellement. Dans ce complexe apparaissent aussi des intercalations de roches granitiques mylonitisées. Un peu plus tard, des injections granitiques, aplito-pegmatitiques, envahirent tout le complexe, en imprégnant et gneissifiant cette série. En dehors du métamorphisme d'injection, exercé sur toute l'étendue de cette énorme auréole de contact, le granite de Șușița a produit, par place, un métamorphisme de contact thermique ou pneumatolytique.

Dans ce qui va suivre, nous allons essayer d'énumérer quelques stades bien distincts de ces processus de métamorphisme.

Métamorphisme d'injection. Au voisinage des injections, on rencontre des roches grisâtres plus ou moins foncées, parfois noirâtres, massives ou schisteuses, dans lesquelles on distingue facilement le quartz, la biotite et la muscovite. D'autres fois, on observe des cristaux de feldspath à aspect lenticulaire.

Sous le microscope, la roche conserve assez bien les caractères de structure et de texture des quartzites. La biotite et la muscovite qui atteignent des taux de 10—30%, s'ajoutent encore aux éléments constitutifs. D'après cette composition, les roches correspondent à certaines quartzites à deux m i c a s.

Grâce aux recrystallisations et à l'orientation du quartz et du feldspath, les quartzites arkosiens acquièrent des textures lenticulaires, étant pourvus de nouveaux minéraux comme : la biotite, la muscovite et parfois le feldspath potassique. C'est pourquoi le terme de quartzite gneissique nous paraît convenable. Une grande partie de la muscovite résulte de la décoloration progressive de la biotite. Les deux minéraux se présentent parfois en conglomérats. Ce qui caractérise la biotite, c'est sa fraîcheur. On remarque fréquemment dans le quartz des inclusions vermiculaires, pareilles aux myrmékites et qui paraissent appartenir à un feldspath séricitisé. Par recrystalli-



sation, le quartz acquiert une structure en mosaïque. Il présente un aspect porphyroclastique, cataclastique ou en mortier. Le plagioclase, transformé en un tissu finement séricitieux, forme des zones qui alternent avec le quartz. C'est le minéral qui occupe le premier rang parmi les éléments accessoires. Dans d'autres types, prédomine le phénomène de biotitisation auquel s'associe également la formation de grenat. La muscovite y apparaît sporadiquement ou y fait complètement défaut. La biotite forme des porphyroblastes fréquemment traversés par le quartz à structure pœcilitique. Il présente un puissant polychroïsme : ng = orange rouge, np = jaune pâle. Parfois le polychroïsme ressemble à celui du lépidomélane : ng = olivâtre (brun verdâtre), np = brun pâle. A l'intérieur de la biotite ordinaire, on observe des textures acciculaires de sagénite. Le grenat apparaît en petits cristaux entassés, à habitus dodécaédrique, ou inclus dans la biotite. Grâce aux apports nouveaux, on rencontre, parfois, en plus, de la hornblende et du grenat ; la biotite résulte probablement de la hornblende par « réaction relation ». Fréquemment il se conserve encore des reliques de hornblende. C'est une hornblende décolorée ou à polychroïsme vert bleuâtre qui dénote un apport d'alcalis. En général, elle ne forme pas plus de 10% de la roche, tandis que la biotite atteint 30—40%. Pour ce groupe à texture toujours parallèle nous employons le terme de *gneiss micacés* ou *micaschistes*.

Il semble qu'à côté des roches d'origine sédimentaire, des phénomènes de biotitisation ont eu lieu même dans les roches éruptives. En dehors des éléments constitutifs caractéristiques (plagioclase séricitisé ou à microlites et quartz), les intercalations de granites identiques au granite de Șușița, contiennent de la biotite fraîche fortement polychroïque (jusqu'à 20% de la roche).

Tous les types de roches précédemment décrits font partie intégrante de la série de Lainici-Păiuș.

Feldspathisations. On rencontre des processus de feldspathisation dans l'aurole de contact du granite de Șușița, notamment au NE du village d'Arșeni et plus rarement à l'intérieur de la série de Lainici-Păiuș. Les roches imprégnées conservent assez bien leur structure et leur texture primaire. Dans les quartzites ou dans les schistes, apparaissent des cristaux de feldspaths frais (perthite, microcline, albite-oligoclase), formant 5—10% de la roche, exceptionnellement 30—40%. Ils déterminent des structures porphyroblastiques et textures lenticulaires. Leur composition minéralogique correspond à celle d'un granite alcalin. Mais la structure de la roche, les caractères des constituants minéralogiques et leur situation prouvent qu'il s'agit de roches de contact.

Le quartz est en grande partie recristallisé et présente souvent des corrosions magmatiques. Le feldspath potassique en particulier montre généralement des structures pœcilitiques (fig. 3), à nombreuses gouttes de quartz.



En relation avec ceci, on observe des formations de myrmékite. Le plus souvent le feldspath est corrodé sur sa bordure et présente des concrescences diablasiques avec la biotite et la muscovite. De pareilles concrescences se



Fig. 3. — Le feldspath potassique, rempli de nombreuses gouttes de quartz, présente des concrescences diablasiques avec la biotite (B) et la muscovite (M).

remarquent aussi entre la muscovite et le quartz. Le remplacement des feldspaths calco-sodiques par le microcline (fig. 4) est en étroite relation avec les apports magmatiques. M. HARKER (19) considère ces phénomènes comme des structures spéciales caractérisant les roches métamorphisées au contact. M. LACROIX (29) désigne les roches imprégnées de granites des Pyrénées sous le nom de « Leptynolites ». M. ZOUBEK (99) cite des cas de feldspathisation dans les roches de contact de la région de Pelhrimova, lesquelles par la diminution de la quantité de feldspath et l'augmentation du pourcentage de quartz passent vers les gneiss biotitiques et les quartzites à biotite. M. GHICA-BUDEȘTI (13) réunit toutes ces roches granitisées, appartenant également au Cristallin du Parâng, dans « la série de transition ».

Contact pneumatolytique. Le métamorphisme pneumatolytique et termique sont difficiles à distinguer et, selon l'expression de M. HARKER, ils se superposent; « pneumatolysis follows métamorphism and is superposed upon it ».

Nous avons pu observer, dans le granite de Șușița, des phénomènes pneumatolytiques avec apport de tourmaline seulement à certains endroits, à savoir : dans le Pârâul Vezuroiu à la limite de la Formation de Schela, dans la Valea Mare (Stăncești) et dans le Pârâul Drăgoeștilor. L'apparition des cornéennes à tourmaline aux voisinage des synclinaux pincés de Mésozoïque dénote l'existence de fractures anciennes, le long desquelles les émanations de substances volatiles, associées aux intrusions granitiques, purent facilement pénétrer dans le toit du granite. Pendant le plissement mésocrétacé, les fractures fonctionnèrent comme des lignes de faible résistance. C'est pourquoi la plus grande partie des synclinaux de Mésozoïque (Formation de Schela), fortement pincés dans le soubassement cristallin, se greffèrent sur ces fractures.

La tourmaline se présente en cristaux isodiamétriques ou prismatiques. Elle offre exceptionnellement de dimensions d'environ 1 mm/0,20 mm. Le polychroïsme est : suivant ng = jaune pâle ou incolore, suivant np = orange ou



Fig. 4. — Substitution du plagioclase par le microcline.

brun. Les roches indiquent des structures hornfelsitiques et, d'après leurs éléments mélanocrates, correspondent aux cornéennes à biotite, cornéennes à biotite et tourmaline et cornéennes à tourmaline. Il semble que la biotite a fourni le matériel nécessaire à la formation de la tourmaline. Ce processus peut être nettement visible. Plus le taux de tourmaline augmente, plus celui de biotite décroît, jusqu'à ce que la biotite disparaisse complètement. Dans les cornéennes biotitiques, on observe de petits cristaux de tourmaline sous forme d'inclusions ou en concrescence avec la biotite. Par l'augmentation du taux de tourmaline, on passe aux cornéennes biotitiques à tourmaline. Le dernier stade représente un schiste quartzeux à tourmaline. L'enrichissement en quartz est dû, en grande partie, à la recristallisation du quartz et à la formation de la tourmaline à partir de la biotite. Parfois, les grains de tourmaline forment des zones le long desquelles la biotite a complètement disparu et qui alternent avec des zones de quartz et de biotite.

L'abondance de la tourmaline le long de ces zones, indique que ce sont des fissures par où les gaz ont circulé.

Cornéennes. Le granite de Șușița montre des contacts thermiques, à l'E, là où il s'ennoie sous les schistes cristallins. On rencontre des cornéennes typiques dans la Valea Morii, Valea Ienășiței, Valea Epei, Valea Mare (Stăncesti), Valea Largă et Pârâul Drăgoeștilor. Une seconde zone de cornéennes s'étend à l'W de la Valea Șușiței, Valea Mare (Vai de Ei), sur la crête qui sépare Vârful Leșului de Vârful Gruicul Mare et sous les conglomérats et les calcaires de Vârful Bord (Dobrița).

Cornéennes quartzitiques à biotite ou à biotite et grenat (pl. III, fig. 9). Les roches de contact les plus communes appartiennent à ce groupe de cornéennes. Le quartz et le feldspath (partiellement ou totalement séricitisé) forment une mosaïque dont les interstices contiennent des paillettes de biotite brune. Plus le métamorphisme s'accroît, plus le pourcentage de biotite augmente et en même temps apparaît du grenat idioblastique. Les cornéennes se caractérisent par des textures massives et des structures granoblastiques.

On observe, entre la biotite et le grenat, certaines relations intéressantes. Le plus souvent la biotite acquiert, au voisinage immédiat du grenat, une couleur vert clair et son polychroïsme diminue sensiblement. Les cristaux de grenat, à habitus dodécaédrique, sont entourés d'une couronne protectrice de biotite. Fréquemment, ces deux minéraux forment des concrescences poecilites.

Outre la biotite et le grenat, on rencontre parfois de la muscovite qui provient en partie de la séricite en partie pouvant se former par voie pneumatolytique.



Les cornéennes gneissiques sont, en ce qui concerne les éléments constitutifs, des roches très ressemblantes à celles précédemment décrites. Leur texture est cependant orientée et représente probablement la schistosité primaire de la roche. Dans la plupart des cornéennes, on distingue des parties incomplètement recristallisées qui indiquent, d'une manière assez évidente, leur origine sédimentogène.

Cornéennes porphyroblastiques (pl. III, fig. 10). D'habitude les porphyroblastes apparaissent comme des pseudomorphoses. Dans ce cas, il est difficile de savoir quel est le minéral pseudomorphisé. On y rencontre des porphyroblastes d'après la biotite, porphyroblastes douteux d'après la cordiérite et la sillimanite. La biotite se décolore sur les bords donnant de la muscovite à habitus fibreux; à l'intérieur se sépare du minerai. Dans un stade plus avancé, la biotite n'existe plus que sous forme de relictas, le reste du porphyroblaste étant occupé par la muscovite fibreuse. D'autres fois, la biotite disparaît complètement. En ce cas, le minerai devient grenu. Parfois il est éliminé hors des porphyroblastes et se dispose en couronne. Dans certaines cornéennes, les porphyroblastes sont complètement remplacés par un agrégat finement grenu, d'un brun clair qui ressemble à la séricitite mais diffère de la séricitite provenant de la transformation des feldspaths. Il pourrait représenter des pseudomorphoses de pinite d'après la cordiérite. D'ailleurs certains porphyroblastes ressemblent beaucoup aux pseudomorphoses de cordiérite, décrites par M. ZOUBEK (99), dont les paillettes de muscovite forment des zones à extinctions simultanées et presque perpendiculaires. L'absence des termes intermédiaires nous oblige à émettre cette opinion avec beaucoup de réserve. En échange, la masse fondamentale de la plus grande partie des cornéennes est formée uniquement de pinite et de quartz recristallisé. Tout à l'E de Bumbești (Valea Mare), que sur la crête de Vârful Leșul-Gruiul Mare (au N de Vai de Ei), on rencontre, dans les auréoles de contact, des cornéennes biotitiques peu altérées, à porphyroblastes de 2—3 cm. Sous le microscope, ceux-ci se remarquent par un allongement positif, une extinction droite et un clivage parfait d'après 010. Les indices de réfraction déterminés par la méthode d'immersion sont compris entre 1,63 (chloronaphtaline) et 1,67 (monobrome naphtaline). Les porphyroblastes sont biaxes +. Les sections n'étant pas convenablement orientées nous n'avons pas pu déterminer le 2V. Les caractères optiques correspondent à celles de la sillimanite. Des porphyroblastes de grenat et parfois de sillimanite groupées en gerbes s'associent à celle-ci.

Calcaires cristallins à silicates. Ainsi que nous l'avons dit, le granite de Șușița s'enfonce au NE de Bumbești sous les schistes cristallins qui présentent ici de fréquentes intercalations de calcaires cristallins vers lesquels

le granite émet de nombreuses apophyses et filons. C'est dans la Valea Morilor que l'on peut observer ce phénomène.

Les calcaires cristallins apparaissent en bancs ou en plaques extrêmement plissés, de couleur blanche ou grise, à aspect marmoréen, généralement riches en minéraux de métamorphisme. Leur composition minéralogique est très variable; la calcite décroît insensiblement de 80—90% jusqu'à 15—20%, par la formation des silicates, et dans certaines cornéennes silicocalciques, elle fait complètement défaut.

Dans les calcaires marmoréens recristallisés, en dehors de la calcite (80—90%), ordinairement maclée polysynthétiquement et à dimensions d'environ 0,15—0,25 mm, apparaissent la hornblende actinolitique incolore, à formes prismatiques, de rares paillettes de biotite, de l'albite, des grains de quartz et du minéral.

A un stade de métamorphisme plus avancé les silicates de néoformation forment 30—40% de la roche. En ce cas, c'est le diopside ouralitisé, 20—25% rarement isodiamétrique, qui prédomine. En général il se transforme dans un feutrage presque isotrope à intercalations squelettiques de minéral. Il y apparaît encore du feldspath potassique, de la hornblende bleuâtre, du zircon et de la titanite.

D'autres cornéennes calcaires, recueillies dans le Pârâul Drăgoești, contiennent 20% calcite; le reste est remplacé par la hornblende actinolitique qui atteint environ 30%. A la place du pyroxène apparaît de l'épidote-zoisite (20—25%); le quartz s'élève à 20% et le zircon atteint 2%.

Dans les cornéennes silicocalciques les éléments constitutifs dominants sont les minéraux du groupe de l'épidote clinozoisite-zoisite qui atteignent 75% et ne dépassent pas le diamètre de 0,05—0,08 mm. Les granules sont disposés en bandes et la couleur de biréfringence diffère d'une bande à l'autre. Un orthopyroxène incolore, du quartz, du feldspath potassique, du zircon, de la biotite, quelques cristaux de muscovite, chlorite et séricite s'associent à ceux-ci. Ces cornéennes ressemblent aux «épidotites» décrites par M. LACROIX (29).

COMPLEXE DES AMPHIBOLITES

Dans l'axe des Munții Vulcan, le complexe des amphibolites forme une voûte anticlinale asymétrique dont le flanc méridional est plus puissant. A partir de la vallée du Jiu, où le massif des roches amphiboliques affleure sur une étendue d'environ 6 km, il peut être poursuivi vers l'W jusqu'à la crête de Căndet-Dumitra et ne réapparaît plus qu'au Muntele Straja, surgissant des schistes cristallins de la série clastique et du synclinal mésozoïque du Futeci. A l'E il se continue par la zone des roches amphiboliques situées au S du Vârful Mândra, étudiées par M. PALIUC et qui, fort probablement



se rattachent aux schistes amphiboliques décrits par M. GHICA-BUDEȘTI dans le Muntele Galben, Bălescu et Cioara. A partir de Pasul Vulcan jusqu'à Vârful Reci (à l'E du Jiu), les amphibolites entrent en contact avec la série Lainici-Păiuș, par une importante zone de dislocation, le long de laquelle se trouvent des roches appartenant aux deux groupes. Ces roches sont mélangées et tectonisées. Au N, au-dessus des amphibolites, suit la série clastique, ou directement les horizons inférieurs de l'Infragétique.

Le complexe des amphibolites est constitué — comme nous l'avons déjà vu — par différentes variétés d'amphibolites, de roches dioritiques et gabbroïdes, auxquelles s'associent des différenciations plus basiques, des hornblendites et des serpentines. Ajoutons encore des injections granitiques, notamment aplitiques, lesquelles modifièrent les roches amphiboliques en gneiss biotitiques ou amphiboliques. Nous décrirons aussi des enclaves et des intercalations plus anciennes de calcaires et de schistes cristallins. Comme nous le voyons, dans le complexe des amphibolites sont groupées des roches d'origine et d'âge différents. Dans ce qui va suivre, nous nous occuperons premièrement des amphibolites, des roches dioritiques et gabbroïdes avec leurs différenciations basiques, ensuite des phénomènes postérieurs d'injection avec leurs produits de contact, et finalement des enclaves et des intercalations de schistes et de calcaires cristallins.

AMPHIBOLITES, ROCHES DIORITIQUES ET GABBROÏDES, SERPENTINES

D'après les structures relictiques et les éléments constitutifs, ce groupe correspond à peu de différences près, à un massif dioritique-gabbroïde polymétamorphique lequel a encore souffert les influences de contact des magmas granitiques plus jeunes. Ce sont des roches en général rubanées, parfois compactes ou grenues, de couleur noire, ou plus claire lorsque les feldspaths saussuritisés y prédominent. Selon la fréquence des différents types, on peut en présenter la classification suivante: amphibolites rubanées, amphibolites à grenat, épidiorites, gabbros saussuritisés et ouralitisés, méladorites, hornblendites et, en association avec les faciès plus basiques, des serpentines. Dans l'axe du massif apparaissent fréquemment des gneiss amphiboliques, dont nous parlons encore au chapitre des roches de contact.

Amphibolites rubanées. Les roches les plus fréquentes sont des amphibolites rubanées très bien développées dans la vallée du Jiu entre les cantons de Ploștina et de Murga. Il ressort, des observations sur le terrain et au microscope, que la disposition rubanée des amphibolites est en grande partie primaire et en partie déterminée par les injections aplitiques. Les bandes leucocrates primaires offrent des épaisseurs allant de quelques mm à quel-

ques centimètres (8—10 cm). Elles sont formées d'un feutrage de saussurite, où l'on distingue encore rarement les traces des plagioclases. La partie médiane de la zone rubanée est fréquemment formée par séricite où naissent, çà et là, des agglomérations de saussurite qui deviennent de plus en plus nombreuses et prédominent vers la périphérie. Les bandes mélanocrates sont constituées de hornblende (55 %), d'agglomérations saussuritiques (30 %) absolument identiques à celles qui caractérisent les bandes leucocrates et de quartz (10—15). Comme éléments accessoires ajoutons : la titanite, le rutile, l'apatite et la pyrite. La texture est schisteuse par cristallisation et la structure est nématoblastique ou légèrement porphyroblastique. La limite entre les bandes leucocrates et mélanocrates, nettement visible à l'œil nu, montre sous le microscope une faible transition : vers l'intérieur de la bande leucocrate on rencontre de rares cristaux de hornblende qui ne sont jamais dispersés dans la zone leucocrate tout entière, mais seulement à la périphérie.

Les intercalations d'amphibolites et de calcaires, situées au pont de Cârligul Caprii (dans le talweg de la vallée du Jiu) nous obligent à considérer les amphibolites comme ayant résulté peut-être d'un matériel sédimentaire, correspondant à une série marno-calcaire à intercalations argileuses ; celle-ci a formé les bandes leucocrates. Les intercalations qui permettent une telle interprétation, se rencontrent rarement ; par contre, les calcaires apparaissent habituellement sous forme d'enclaves englobées et corrodées par les amphibolites. Au contact des amphibolites, les enclaves contiennent des silicates de contact ce qui nous amène à les considérer comme des formations plus anciennes, assimilées en grande partie par le magma amphibolique. Ces calcaires changèrent d'ailleurs, dans une certaine mesure, la composition chimique initiale du magma amphibolique. Il est donc plus probable que les bandes leucocrates représentent un matériel éruptif primordialement différencié. D'ailleurs, en faveur de cette hypothèse témoigne encore la richesse en hornblende et la pauvreté en plagioclase saussuritisé des bandes mélanocrates situées au voisinage des bandes leucocrates.

Mais on observe fréquemment des bandes leucocrates qui sillonnent les amphibolites perpendiculairement, obliquement ou parallèlement à la direction rubanée (pl. V, fig. 19). En ce cas, il est assez difficile de séparer, sur le terrain, les bandes leucocrates primaires de celles qui se sont insinuées plus tard. Comme nous allons le voir, lorsque nous décrivons les injections apliques, on ne peut faire cette distinction que sous le microscope.

Amphibolites à grenat. Elles apparaissent de concert avec les amphibolites rubanées et les épidiorites. Ces roches présentent les mêmes caractères de structure et de texture, les mêmes constituants minéralogiques que les amphibolites rubanées, si l'on ajoute encore le grenat. En général, les grenats conservent des contours plus ou moins cristallographiques, et forment



des porphyroblastes irrégulièrement distribués. Les actions dynamiques les ont réduit en grains. En même temps il s'est formé de la chlorite, des agglomérations épidoto-zoïsiques et rarement de la hornblende et des minerais.

Epidiorites. Les épidiorites sont des roches assez répandues dans la masse des amphibolites. Leurs éléments principaux, le plagioclase et la hornblende, sont disposés de telle manière qu'ils déterminent des textures schisteuses ou massives. Le plagioclase s'est transformé en un tissu compact, pointillé de saussurite, où l'on distingue des microlites d'épidote, de zoïsité, et de calcite. On y observe rarement des néoformations d'albite fraîche. La hornblende (30%) verte, commune, accidentellement bleuâtre, passe à la périphérie vers une hornblende incolore, actinolitique. Par des phénomènes de chloritisation, les cristaux prismatiques, atteignant parfois quelques mm, se séparent en grains isodiamétriques. Le quartz (15%), lenticulaire ou se trouvant dans les interstices, offre des extinctions onduleuses et des phénomènes d'écrasement. Il paraît provenir en grande partie de la transformation du feldspath. L'épidote forme des pseudomorphoses d'après la biotite; il a des contours cristallographiques, ou apparaît en petits filons secondaires. Le minéral et la titanite sont fréquents; parfois ils se rencontrent sous forme de leucoxène autour de l'ilménite. La calcite semble résulter, dans certaines épidiorites à plagioclases plus frais, d'une décalcification. Le zircon, l'apatite, le rutile y apparaissent accidentellement.

Gabbros saussuritisés et ouralitisés (pl. II, fig. 7). Les gabbros saussuritisés et ouralitisés offrent une zone de répartition bien plus réduite que les roches amphiboliques précédemment décrites. Ils se rencontrent généralement vers les bordures du massif de concert avec les méladorites et les hornblendites. On observe parmi les rares cristaux de hornblende, une masse blanche, mate, de feldspath qui imprime à la roche une couleur gris clair. Au microscope le feldspath (60—65%) est transformé en un tissu gris foncé de saussurite. L'amphibole (25—30%), en prismes de 2—3 mm, est représentée par une hornblende ouralitique faiblement polychroïque ng = verdâtre, nm = brun jaunâtre, np = jaunâtre. Le quartz, ne dépassant pas 5%, est probablement secondaire. Voici les minéraux accessoires (2—3%): minéral, pyrite, titanite, rutile, zircon. Les gabbros saussuritisés présentent des textures massives et des structures gabbroïdes relictés.

Méladorites. Dans ces roches la hornblende prédomine, tandis que la saussurite y est subordonnée. Le passage de gabbros saussuritisés aux méladorites s'effectue par la diminution de la quantité de saussurite et l'augmentation de la hornblende. D'après l'espèce de l'amphibole, on distin-



gue : des méladiorites ouralitiques et des méladiorites à hornblende bleuâtre. Souvent la hornblende est corrodée par la saussurite et contient des inclusions de titanite. La saussurite (10—15%) occupe les interstices sous forme d'agglomérations dans lesquelles s'individualisent des grains d'épidote et de zoïsite. La chlorite se forme aux dépens de la hornblende. Le minerai (ilménite), la pyrite, la titanite, le rutil, l'apatite et le zircon atteignent 5% de la roche.

A en juger d'après la disposition des minéraux, les méladiorites présentent, toutes, des structure éruptives relictées. En faveur de l'origine ortho, témoignent aussi les taux élevés des minéraux accessoires et spécialement de l'ilménite.

Hornblendites. Les hornblendites sont des roches formées à peu près uniquement de hornblende ouralitique, décolorée et tachée. Son polychroïsme varie entre le verdâtre et le brun pâle (rose). Les bordures de la hornblende sont décolorées, mais en échange elles manifestent des couleurs de biréfringence plus prononcées que les parties centrales. A l'intérieur des cristaux, il se forme fréquemment un tissu de hornblende actinolitique, dont les inclusions conservent encore des entassements isodiamétriques de hornblende ouralitique à relief prononcé. Lorsque les hornblendites se trouvent au voisinage des injections granitiques, il se forme de la biotite brune à auréoles radioactives et à polychroïsme puissant (*ng* = brun foncé, *np* = incolore). Dans la plupart des cas la saussurite a complètement disparu. Voici les minéraux accessoires : ilménite, titanite, rutil, zircon. Les hornblendites présentent des textures massives ou schisteuses et des structures cristalloblastiques ou nématoblastiques. Elles représentent, ainsi que les méladiorites, des différenciations basiques locales à l'intérieur des amphibolites.

Serpentines. Elles apparaissent parmi les amphibolites, en petites lentilles associées aux méladiorites et hornblendites, étant donc en étroite relation avec ces roches par leur origine. Certaines lentilles de serpentine se rencontrent dans la vallée du Jiu, entre la Valea Polatiștea et le Pârâul Izvorului, puis au N de Vârful Straja. Les serpentines sont des roches compactes de couleur vert foncé, souvent traversées par des veines ou de petits filons d'asbeste. Leur minéral principal est l'antigorite à laquelle s'associent encore de la chlorite tabulaire, un réseau de minerai et rarement des relictées de pyroxène monoclinique. La structure en réseau, caractéristique à une partie des serpentines, nous autorise à croire qu'elles proviendraient de périclites.

G. MURGOCI (55) considère les serpentines des amphibolites, comme représentant le pôle basique d'un vaste bassin magmatique dont le pôle acide correspondrait aux granites. Elles se sont formées directement du magma ou immédiatement après la consolidation de celui-ci par l'action des miné-



realisateurs hydato-pneumatolytiques. Nous sommes d'avis que les serpentines des amphibolites des Munții Vulcan sont des produits de différenciation extrême du magma qui ont donné les amphibolites; cependant elles n'avaient aucune relation avec les magmas granitiques (granite de Șușița-Tismana). D'ailleurs, les enclaves d'amphibolites dans les granites (13) prouvent que, hors de l'intrusion des magmas granitiques, les roches amphiboliques étaient déjà à l'état de schistes cristallins.

INJECTIONS DANS LES AMPHIBOLITES ET LEURS PRODUITS DE CONTACT

INJECTIONS

Après leur transformation en schistes cristallins, les amphibolites furent soumises à certaines injections granitiques, notamment aplitiques. Celles-ci déterminèrent la disposition rubannée secondaire des amphibolites, tandis que des phénomènes de contact ont donné naissance à une série de roches gneissiques dans lesquelles l'influence des injections décroît à mesure que l'on s'éloigne du contact. De semblables injections se rencontrent dans la vallée du Jiu (à la borne 111—112) dans la Valea Braia et à la bordure des amphibolites de Straja. A en juger d'après leurs caractères megascopiques, nous croyons qu'il s'agit ici du même cycle d'injections, qui partirent du massif granitique et traversèrent la série de Lainici - Păiuș, les amphibolites et la série clastique. Pour que l'enchaînement des phénomènes soit plus clair, nous ferons ci-dessous une courte description pétrographique.

Les granites à caractère aplitique apparaissent sous forme de filons perpendiculaires, obliques ou parallèles par rapport à la schistosité et à la disposition rubannée des amphibolites (pl. V, fig. 19); rarement ils présentent de faibles plissements ptygmatisques. Ce sont des roches d'un blanc jaunâtre, massives, rubanées parfois à étroites bandes séréciteuses. Sur la cassure, on remarque des écailles de muscovite (2—3 mm) et des paillettes de biotite. Les minéraux mélanocrates y font défaut ou même s'ils y apparaissent, ils y sont en relation avec les phénomènes d'assimilation (par exemple: une hornblende aciculaire, actinolitique semblable à celle des granodiorites, une partie de la biotite, le grenat). Les rapports de pourcentage entre le feldspath potassique et le plagioclase varient; tantôt l'un, tantôt l'autre prédomine. En général le plagioclase est transformé en un fin tissu trouble, dans lequel se sont individualisés des microlites bacillaires zoisitiques, des écailles de sérécite, etc. D'après le relief et les extinctions, le taux d'An peut atteindre 15%. Le quartz (25—40%) remplit l'espace compris entre les feldspaths. La présence de l'orthite et de la titanite, comme minéraux accessoires, est probablement



en relation avec les phénomènes d'assimilation. Parfois, de petits filons d'épidote traversent tous les minéraux.

Les pegmatites sont des roches extrêmement rares. Dans la vallée du Jiu au N du pont Fabian, nous avons rencontré un filon ayant une épaisseur d'environ 10 cm. On observe, même à l'oeil nu, la pénétration graphique du quartz par le feldspath de telle sorte que cette pegmatite s'éloigne du type des pegmatites appartenant à la série de Lainici - Păiuș. Le feldspath est de l'orthose qui commence à se transformer en microcline. Ce filon s'est insinué entre les méladiorites et les hornblendites; le métamorphisme de contact se manifeste par l'apparition de biotite brune, fortement polychroïque.

Quartz filonien. On rencontre du quartz filonien notamment parmi les schistes cristallins de la série clastique au NE de Vârful Căndet, sur la crête de Vârful Drăgoi, dans la Valea Mare et la Valea Căprișoara; un autre filon apparaît parmi les amphibolites dans la vallée du Jiu, à la borne 112,180. Ce dernier filon est entouré d'une brèche qui, à première vue, ressemble très bien à une opicalcite. En réalité, les éléments sont du quartz (1—5 cm) ou du plagioclase. En dehors de ceux-ci, l'on observe encore un mortier plus fin. Le ciment est formé d'un fin tissu de chlorite verte, à couleur de biréfringence brune; à celle-ci s'associent un peu d'épidote et de séricite. Il est probable que la brèche ci-dessus représente un produit hydrothermal.

PRODUITS DE CONTACT

La transition des injections granitiques aux gneiss s'effectue insensiblement. Les gneiss à biotite passent à des gneiss amphiboliques et ceux-ci se transforment en amphibolites complètement exemptes d'influence de contact.

Les gneiss à biotite forment des intercalations parmi les amphibolites et les injections aplitiques. On rencontre de bons affleurements dans la vallée du Jiu (à la borne 108,600—109 et 111,100—112) et parmi les amphibolites de Straja, aux sources de la Valea Sohodol. Dans ces gneiss, la biotite est extrêmement fraîche, tirant sur le brun noir et disposée en bandes plus ou moins parallèles, parmi lesquelles on distingue des lentilles de feldspath et de quartz. Ces gneiss présentent habituellement des structures granoblastiques, ou granolépido-blastiques, des textures lenticulaires, rarement un peu schisteuses ou massives.

Composition minéralogique. Éléments principaux: microcline, antiperthite, plagioclase, quartz, biotite. Éléments accessoires et secondaires: orthite, titanite, apatite, zircon, minéral, chlorite, épidote.

Dans les gneiss à biotite, le taux de feldspath potassique,



surtout du microcline, ne dépasse guère 10%. Mais plus on s'éloigne des injections aplitiques, plus le taux du feldspath potassique décroît, jusqu'à sa disparition complète. On rencontre, assez souvent, des séparations de microcline dans le plagioclase (pl. V, fig. 20 a, b), lesquelles remplacent parfois presque complètement le plagioclase. Des concrétions antiperthitiques analogues sont décrites par M. LUGEON et M-me ELISABETH JÉRÉMINE (31) dans le granite de Sila de Calabre. Ces auteurs, de concert avec M. ALLING, considèrent cette association comme une solution solide des trois éléments constitutifs (calcique, sodique et potassique), effectuée dans un mélange isomorphe. De semblables phénomènes primaires se rencontrent dans les roches acides. Dans le cas présent, nous sommes d'avis cependant qu'il s'agit d'une transformation secondaire du plagioclase en microcline sous l'influence des nouveaux apports aplitiques. De gros cristaux de microcline renferment des plagioclases à contours idiomorphes bourrés de microlites. Des zones de myrmékites, parfois à l'aspect granophyrique, se forment entre le plagioclase et le microcline. Le plagioclase, bourré de microlites, présente souvent des zones fraîches presque parallèles. Les reliques du feldspath des amphibolites, se conservent comme des petits nids feutrés de saussurite. Le plagioclase (40—50%) offre parfois des structures en écumoire. Le quartz (20—30%) apparaît dans les interstices ou en gouttes. La biotite (10—15%) a plusieurs origines. La biotite de contact prédomine, elle manifeste un fort polychroïsme ng = brun vif, np = jaune pâle, et contient des inclusions de sagénite ou de zircon à auréoles radioactives. La biotite primaire apparaît rarement et contient des concrescences de chlorite et d'épidote. Le minéral possède quelquefois une couronne de biotite, laquelle est partiellement ou totalement entourée d'une seconde couronne de hornblende verte. SEDERHOLM (73) considère cette biotite comme un produit synantétique, dû à l'autométamorphisme ou à l'autopneumatolyse, uniquement au cas où les gaz ont actionné comme minéralisateurs. « As a rule upon the examination of different metamorphic basic rocks, it is noticeable that biotite has very frequently been formed as a crystalloblastic constituent which replaces plagioclase where ore is adjacent ». Voici les minéraux accessoires : l'orthite est fréquente, elle présente des couronnes d'épidote, produites probablement toujours par autométamorphisme. La titanite, l'apatite et le zircon s'y rencontrent généralement.

Les gneiss amphiboliques à biotite accompagnent les gneiss à biotite se développant en dehors de ceux-ci. Les injections granitiques y exercent une influence plus réduite.

Composition minéralogique. Éléments principaux : plagioclase, hornblende, biotite, quartz. Éléments accessoires et secondaires : orthite, titanite, apatite, zircon, minéral, pyrite, épidote, zoïsité, chlorite.



Comme nous le voyons, le microcline n'y apparaît plus. Le plagioclase (25—40%), notamment dans le gneiss à éléments mélanocrates prédominants, est complètement transformé en un tissu séréciteux, dans lequel s'individualisent des bandes ou des nids de saussurite. On y observe assez rarement des feldspaths plus frais régénérés en partie. Le rapport entre la hornblende et la biotite est en général de 2 : 1, les deux minéraux s'élevant à 30—40%. Les phénomènes de biotitisation de la hornblende apparaissent sous forme de concrescences. En d'autres cas, on observe, au centre, des cristaux de biotite, certains grains de hornblende pâle à couleurs de biréfringence semblables à la biotite. Entre ces grains on trouve un tissu léger de biotite. La limite de l'ancien cristal de hornblende est contournée de fins grains de minéral. D'autres fois des paillettes de biotite s'individualisent dans la hornblende, spécialement sur les plans de clivage. Il semble que cette biotite représente un stade un peu moins avancé par rapport à celui précédemment décrit.

On rencontre fréquemment des phénomènes d'épidotisation ou de chloritisation tant dans l'amphibole que dans la biotite. Le quartz (15%) forme des nids, des lentilles ou des inclusions dans le feldspath et l'amphibole, en déterminant ainsi des structures poecilites. Les phénomènes de cataclase ou de recristallisation sont évidents.

Les gneiss amphiboliques à grenat apparaissent de concert avec les autres gneiss dans les zones d'injection. Ce sont des roches grenues ou finement grenues, parmi lesquelles on remarque de nombreux porphyroblastes de grenat rouge foncé, accusant des dimensions de 4—5 mm. Leurs textures et leurs structures ressemblent à celles décrites au chapitre des gneiss à biotite. On observe fréquemment, dans la hornblende et le plagioclase, des structures en écumoire (pl. II, fig. 8).

Composition minéralogique. Éléments principaux : hornblende verte, plagioclase, quartz, grenat, biotite. Éléments accessoires et secondaires : titanite, apatite, minéral squelettiforme, épidote, chlorite, calcite.

Le grenat, non transformé, à formes isométriques, contient un petit nombre d'inclusions de quartz, de zoïsite et de rares grains de hornblende phœcilitique. La hornblende (40—60%), semblable à celle appartenant aux gneiss amphiboliques à biotite, étant en partie digérée, acquiert un aspect squelettiforme. Les cristaux prismatiques présentent des structures en écumoire.

Au voisinage des injections, le plagioclase est frais, finement maclé d'après la loi de l'albite, plus rarement d'après l'albite-péricline et contient environ 30—35% d'An. Ça et là, à l'intérieur du feldspath, se sont conservés des nids de saussurite, les relictas du feldspath de l'amphibolite primaire, laquelle a été en partie fondue et recristallisée. Plus loin de contact, les agglomérations saussurites augmentent en dimensions et taux ; un fin tissu séréciteux



fait invasion dans les feldspaths. En d'autres cas, la saussurite forme des zones interrompues, qui alternent avec la hornblende ; de celle-ci à une amphibolite normale, il n'y a plus qu'un pas à faire. Le quartz est généralement recristallisé. Au voisinage des injections, le minerai acquiert l'aspect squelettiforme. Les éléments accessoires et secondaires sont identiques à ceux qui caractérisent les autres gneiss.

INTERCALATIONS ET ENCLAVES DANS LES AMPHIBOLITES

Les amphibolites contiennent, sous forme d'intercalations et enclaves, des roches dépourvues de hornblende, à aspect sédimentogène ; elles sont plus fréquentes vers les bordures du massif des amphibolites. Ce sont des schistes séricito-chloriteux, des gneiss sériciteux, des quartzites micacés et notamment des calcaires cristallins. Notre attention s'est portée surtout sur les calcaires. Dans la vallée du Jiu, ils forment soit des lentilles irrégulières, soit des intercalations fréquentes à la bordure méridionale des amphibolites, n'apparaissant que de plus en plus rarement vers l'intérieur du massif. Au N de Păiuș, nous avons rencontré, sur une étendue d'un km (à la borne 106,700—107,700) 25 lentilles calcaires ; la plupart, cependant, nous les avons trouvées à l'intérieur de la zone tectonique de Pasul Vulcan - Jiu - Vârful Reci. En dehors de celles-ci, d'autres lentilles apparaissent encore plus à l'intérieur et dans la Valea Stolojoaia. Leur épaisseur varie de quelques dm à 2—3 m. Elles ont une couleur blanche marmoréenne ou grisâtre. Les intercalations de la zone tectonique sont accompagnées de schistes graphiteux et de roches mylonitisées. Celles-ci ont un aspect marmoréen à gros grain (1,5—2 mm), sont dépourvues de silicates et souvent bourrées de graphite. Les enclaves des amphibolites, à dimensions plus grandes (environ 1 m d'épaisseur), présentent à l'intérieur un grain plus grossier, tandis que vers la bordure, au contact des amphibolites, apparaissent des silicates. Les enclaves ordinaires accusent des dimensions réduites et sont transformées en véritables cornéennes calcaires. La masse calcaire de la roche contient des cristalloblastes isolés de quartz, d'albite, plus rarement de perthite, arrondis ou groupés en nids, lesquels déterminent ainsi des aspects microconglomératiques. Un pyroxène monoclinique (diopside), de la hornblende vert bleu et de gros cristaux de titanite s'associent à ceux-ci. Le feldspath est généralement séricitisé ou renferme de petites agglomérations de saussurite, laquelle occupe souvent tout le plagioclase.

On rencontre, plus rarement, des schistes séricito-chloriteux, des roches gneissiques et des quartzites. Les schistes séricito-chloriteux sont formés de : quartz, chlorite, séricite, épidote, apatite et zircon. Dans les gneiss sériciteux, en dehors du quartz, de la séricite et de la chlorite, on rencontre encore du plagioclase séricitisé ou à microlites épidoto-zoisitiques et du feldspath po-



tassique perthitique. Parmi les éléments accessoires, on remarque de l'apatite, du zircon et aussi de l'orthite. On rencontre une lentille quartzitique dans les amphibolites de la Valea Izvorului. La roche contient du quartz, plus de 15% de la muscovite en paillettes à dimensions de 2—3 mm, des agglomérations épidoto-zoisitiques, de l'orthite et de la titanite.

Les actions mécaniques s'exercent principalement sur le quartz, qui présente soit des extinctions fortement onduleuses, soit un broyage en mortier. En d'autres cas, par suite des phénomènes de recristallisation, il s'oriente en bandes allongées. Le feldspath, lorsqu'il apparaît, est déformé ou broyé et rempli de quartz.

CONSIDÉRATIONS SUR LA GENÈSE, L'ÂGE ET LE MÉTAMORPHISME DES AMPHIBOLITES

Pour nous faire une idée exacte sur la nature des amphibolites à leur origine, nous avons tâché d'établir leurs relations géologiques avec les autres séries cristallines. Bien que ces relations soient masquées vers le S, le long de la zone tectonique de Pasul Vulcan-Jiu-Vârful Reci, la présence des minéraux de contact, à savoir le diopside, dans les enclaves de calcaires, la tourmaline et le grenat dans les roches mylonitisées, montre qu'il s'agit ici d'un métamorphisme thermique et pneumatolytique exercé par la masse éruptive sur les horizons inférieurs marno-calcaires de la série Lainici-Păiuș. Si l'on ajoute encore le fait que le Cristallin du Parâng a pris sûrement part à deux et mêmes à plusieurs phases de diastrophisme, on comprend pourquoi la plupart des anciennes discordances sont effacées par le métamorphisme de dislocation et on ne peut les utiliser qu'indirectement.

En échange, on n'observe guère des relations de contact thermique entre la série clastique et les amphibolites ; il paraît, cependant, qu'il existe entre elles une discordance qui marque une transgression ancienne.

Les structures relictiques, les intercalations et les lentilles de roches éruptives basiques nous indique que ces amphibolites sont des orthoroches. Basés sur ces observations, nous estimons que les amphibolites doivent être considérées comme des produits de métamorphisme de certaines roches éruptives anciennes. Elles devaient représenter primordialement un massif dioritique-gabbroïde, dont la composition chimique a été influencée dans une certaine mesure par les phénomènes d'assimilation. Par suite de processus de différenciation, les amphibolites acquièrent, localement, des caractères gabbro-peridotitiques (gabbros, hornblendites, serpentines).

Nous nous sommes déjà demandé si les amphibolites rubanées ne représenteraient pas éventuellement des intercalations sédimentaires de couches argileuses et marneuses. Étant donné que ces faciès se rencontrent également dans les amphibolites, dont l'origine est indubitablement éruptive,



et représentent des secrétions et des concrétions laterales (76), nous pourrions considérer qu'elles se sont formées par des processus identiques. Ces roches étaient rubannées; des solutions acides ont été injectées ultérieurement selon un réseau secondaire, rubanné lui aussi.

M. MRAZEC (42, 44) considère les amphibolites de la vallée du Jiu comme un massif éruptif dioritique formé d'amphibolites feldspathiques, gneissiques, rubannées, au voisinage desquelles on rencontre de véritables diorites, des faciès aplitiques, des hornblendites, des amphibolites micacées et des serpentines, qui sont dûs aux phénomènes d'assimilation et de différenciation. M. STRECKEISEN (86), d'accord avec M. MRAZEC quant à leur origine éruptive, pense qu'il s'agit ici d'intrusions qui étaient primordialement dioritiques et gabbroïdes.

La transformation en amphibolites s'est effectuée avant l'intrusion des granites. La preuve la plus certaine qu'elles se trouvaient telles quelles lors de l'intrusion des granites, est la présence d'enclaves d'amphibolites dans les granites (48, 13). Par suite du métamorphisme antégranitique, les pyroxènes ont été remplacés par la hornblende ouralitique, celle-ci par la chlorite et l'épidote, tandis que les plagioclases se sont saussuritisés. Les solutions acides, injectées, influencèrent par voie thermique et probablement fondirent l'amphibolite originelle, en formant des gneiss à caractères de migmatites. Grâce à ces injections, le feldspath fut en grande partie régénéré; du feldspath primordialement saussuritisé, il ne s'est plus conservé, dans les gneiss d'injection, que des relictas de saussurite répandues dans un feldspath frais. Les microclinisations (formation des antiperthites) sont également des phénomènes de substitution du feldspath primaire, déterminés par les apports magmatiques. Plus nous nous éloignons de la zone des injections, plus le taux de saussurite augmente. La structure en écumoire typique de la hornblende et du feldspath, les structures squelettiformes du minéral et parfois de la hornblende confirment suffisamment l'influence des injections granitiques. La biotite et le grenat des gneiss d'injection (42) sont des produits de contact.

G. MURGOCI et M. MRAZEC considèrent les gneiss amphiboliques comme des amphibolites modifiées par les roches éruptives, soit à cause des injections, soit à cause des assimilations. M. GHICA BUDEȘTI (13) les décrit au chapitre des phénomènes de contact comme des gneiss mixtes résultés de la fonte du matériel amphibolitique, causée par les injections granitiques (migmatites *s. l.*). Pétrographiquement, les gneiss d'injection ressemblent beaucoup, à certains gneiss d'Antigorio des Alpes.

Sous l'influence des plissements alpins, les phénomènes de cataclase s'exercent particulièrement sur le quartz; les feldspaths montrent de légères déformations plastiques et les cristaux de hornblende sont parfois broyés ou présentent des commencements de granulation.



L'âge des amphibolites ne peut être apprécié qu'approximativement. Les intrusions les plus anciennes du Cristallin du Parâng correspondent aux amphibolites. Il semble, d'une part, qu'elles présentent des phénomènes de contact avec les horizons inférieurs de la série de Lainici-Păiuș, d'autre part il est certain que, lors de l'intrusion des granites, elles soient déjà transformées en schistes cristallins. Par conséquent, la transformation du massif éruptif basique en amphibolites doit s'être effectuée avant ou, au plus tard, vers le début du plissement hercynien. Leurs relations avec la série de Lainici-Păiuș nous obligent à nous demander si ces deux séries cristallines n'appartiendraient pas à un cycle plus ancien — peut-être calédonien — avec dépôts de sédiments puis intrusions basiques apparues pendant cette orogénèse ancienne.

SÉRIE CLASTIQUE

Au-dessus des amphibolites suit la série clastique, qui occupe à peu près tout le versant septentrional des Munții Vulcan. A l'E du Jiu, elle disparaît aussitôt et les amphibolites entrent directement en contact avec les horizons inférieurs de l'Infragétique ; en échange vers l'W, elle acquiert un plus grand développement. Entre la crête de Căndet-Dumitra et la Straja, il paraît que l'on se trouve dans une dépression axiale de la voûte des amphibolites, dépression occupée par les dépôts de la série clastique et par les horizons inférieurs de l'Infragétique, pincés dans un large synclinal. A l'W de Vârful Straja, la série clastique forme les flancs d'un anticlinal dont l'axe est occupé par les amphibolites. La limite entre les amphibolites et la série clastique de cette région, est parfois difficile à fixer.

Les schistes cristallins de la série ci-dessus présentent des caractères pétrographiques assez différents par rapport à ceux de la série de Lainici-Păiuș. Dans son ensemble, la série clastique forme un complexe hétérogène, dont le matériel présente des affinités avec les amphibolites et, vers la partie supérieure, avec l'Infragétique. On peut comprendre ces transitions si l'on admet que la série n'est autre chose que le produit d'érosion et de désagrégation *in situ* des amphibolites, soumis cependant à l'orogénèse hercynienne. Après le plissement hercynien, les parties inférieures de l'Infragétique se sont formées aux dépens de la série clastique. Il est également possible que ces transitions ne soient qu'apparentes, étant déterminées par la tectonique alpine, laquelle a soudé les séries distinctes et de telle façon que les discordances stratigraphiques initiales ont été transformées en concordances tectoniques. Selon toutes probabilités, la différence d'âge entre la série clastique et l'Infragétique est réduite et comprend l'intervalle pendant lequel s'est effectuée l'intrusion des granites et le plissement hercynien.

Si, dans la série clastique, on essaie d'établir une succession stratigraphique



de sa partie supérieure, vers les amphibolites, on y distingue d'abord un horizon de conglomérats laminés discontinu, lequel passe souvent à des gneiss quartzeux sériciteux, blastopsammitiques. Plus l'on avance à l'intérieur de la série, plus les structures blastopsammitiques tendent vers l'uniformisation du grain. On remarque cette transition dans les horizons plus inférieurs constitués par des schistes sériciteux, chloriteux et amphiboliques, lesquels représentent des roches sédimentaires à faibles intercalations tufogènes. Pour ce groupe, nous nous sommes servi de la dénomination de roches sédimentogènes-tufogènes. A la partie supérieure on rencontre, de concert avec celles-ci, d'autres roches gris, lesquelles, d'après leurs structures relictiques et leur composition chimique, correspondent à certaines roches porphyrogènes acides. Parmi les schistes cristallins précédents, apparaissent, tout à fait accidentellement, des schistes noirs quartzitiques, de faibles intercalations de calcaires marmorcens, des gneiss quartzitiques à muscovite etc.

Dans la description pétrographique qui suit, nous tiendrons cependant compte de la répartition géologique des différents groupes cristallins.

ROCHES SÉDIMENTOGÈNES-TUFOGÈNES

Nous avons réuni dans ce groupe la majorité des roches appartenant à la série clastique. Elles se présentent en bancs compacts à plongement NW, bien stratifiées, parfois même un peu plissées, et qui offrent un aspect phyllitique.

A en juger d'après leur composition minéralogique on peut présenter la classification suivante : schistes séricito-chloriteux à albite, schistes chlorito-épidotiques à albite, schistes amphiboliques.

D'après les rapports de pourcentages, il existe tous les passages d'un terme à l'autre et, par conséquent, on peut parler tout aussi bien de schistes chlorito-sériciteux à albite, schistes épidotiques à chlorite ou à amphibole.

Les schistes séricito-chloriteux à albite (pl. IV, fig. 14), sont verdâtres et souvent faiblement satinés ou rubanés par d'étroites bandes de quartz. On les rencontre fréquemment vers les parties supérieures de la série ; il est extrêmement difficile de les séparer lorsqu'ils viennent en contact avec les schistes phylliteux gris noirâtre de l'Infragétique. Des gneiss quartzeux-sériciteux à albite et des roches porphyrogènes apparaissent en alternance avec ceux-ci. Les schistes séricito-chloriteux présentent une structure granoblastique ou blastopsammitique et une texture schisteuse.

C'est le quartz (35—50%) qui est l'élément principal. Il forme des traînées ou des lentilles entre les bandes de séricite et de chlorite. Le quartz possède soit une structure en mosaïque, ou bien il apparaît — par

suite de la recristallisation — en grains plus gros, allongés selon la schistosité. La séricite et la chlorite apparaissent presque toujours ensemble. Lorsque la séricite prédomine, les roches présentent un aspect nacré sur la cassure longitudinale. La chlorite est une pennine verte, faiblement polychroïque à couleurs anormales d'interférence. Chacun des deux minéraux forment 20—40% de la roche. Les termes qui font la transition vers les schistes chlorito-épidotiques contiennent encore des grains d'épidote dispersés le long des zones chlorito-sériciteuses. Le plagioclase (10—20%), après certaines déterminations à l'aide de la platine Fedoroff représente une albite, à moins de 5% An. Dans les bandes chlorito-sériciteuses, l'albite forme des lentilles ovales ou anguleuses; parfois elle longe la schistosité en prenant un aspect blastique. D'habitude elle contient des inclusions de séricite ou de petits nids de microlites; à la bordure, une zone reste claire. Dans certains cristaux on a remarqué des grains de calcite soit à la bordure de l'albite, soit à l'intérieur; ce sont probablement des produits de sécrétion. Les dimensions des cristaux d'albite accusent 1/0,50 — 0,50/0,20 mm.

Dans la masse fondamentale on observe des microporphyroblastes d'albite à dimensions d'environ 0,20/0,10 mm. On apprécie difficilement le contenu en albite de la roche; les microporphyroblastes ne se distinguent pas aisément du quartz. Dans les roches situées au voisinage des schistes phylliteux de l'Infragétique, apparaissent la pyrite et la calcite; ce sont les deux minéraux que l'on rencontre fréquemment dans l'Infragétique inférieur. Outre ceux-ci, on y remarque encore de l'apatite, de la titanite (notamment dans les schistes chlorito-sériciteux), de l'orthite ayant une zone marginale d'épidote et du zircon.

Les schistes chlorito-épidotiques à albite se distinguent, à l'oeil nu, du premier groupe, auquel ils ressemblent par leur couleur vert foncé. Ils présentent des structures granoblastiques ou microporphyroblastiques et des textures schisteuses ou massives. Le quartz a les mêmes caractères que dans les schistes séricito-chloriteux et forme le tissu fondamental. La chlorite et l'épidote remplacent, dans les mêmes proportions, la séricite et la chlorite du premier groupe. La chlorite résulte, en majeure partie, de la transformation de la hornblende, qui est conservée encore en relictés. C'est une hornblende actinolitique, surtout fusiforme à faible polychroïsme. L'épidote, en grains isodiamétriques ou un peu allongés, à dimensions d'environ 0,3 mm, forme parfois des files, qui — de concert avec la chlorite — alternent avec les bandes de quartz. D'autres fois elle est répandue irrégulièrement dans les roches. L'albite (en moyenne 10% de la roche) offre des dimensions réduites (0,40—0,50 mm), mais un aspect également porphyroblastique. Le minéral, la titanite et la calcite se rencontrent fréquemment, tandis que le zircon et la tourmaline

apparaissent plus rarement. La tourmaline est un produit clastique. Parmi les schistes chlorito-épidotiques on rencontre des roches caverneuses à structures de brèches et à texture non orientée qui représentent probablement des intercalations tufogènes.

Les schistes amphiboliques sont des roches gris foncé, compactes, dans lesquelles on remarque, à l'œil nu, des prismes de hornblende orientés le long des plans de schistosité. En général, l'albite y fait complètement défaut. La séricite, la hornblende aciculaire et le quartz forment la masse fondamentale nématoblastique; on y trouve des cristaux plus gros de hornblende, disposés en bandes parallèles qui déterminent une schistosité prononcée (pl. IV, fig. 15). Les grains d'épidote ainsi que la hornblende forment des traces. Le quartz atteint 10—20% de la roche. La titanite telle quelle, ou comme leucoxène, se rencontre fréquemment autour de l'ilménite. Les schistes amphiboliques se distinguent des amphibolites par leur texture parallèle et spécialement par le contenu élevé en épidote, minéral qui dans ces dernières se trouve toujours à l'état subordonné.

ROCHES PORPHYROGÈNES

On reconnaît les roches porphyrogènes à leur couleur claire, tirant sur le blanc ou sur le gris. Vers la partie supérieure des schistes cristallins, elles apparaissent, sous forme d'intercalations, de concert avec les gneiss quartzeux-sériciteux à albite, dont on ne peut les distinguer qu'assez difficilement. Les roches porphyrogènes semblent présenter une structure porphyrique relictique (pl. IV, fig. 13) à pâte holocristalline, grenue, parfois microgrenue. Les phénocristaux sont formés en grande partie de plagioclase, rarement de quartz. Le plagioclase (10%) est une albite, albite-oligoclase (jusqu'à 10% d'An), qui offre un commencement de séricitisation. Les phénocristaux de plagioclase présentent des contours cristallographiques évidents, à formes allongées. Ils sont souvent entourés de bandes de séricite et d'épidote à aspect lenticulaire. Dans la roche, les phénocristaux manifestent une disposition non orientée, autant le long de la faible schistosité, que perpendiculairement ou obliquement à celle-ci. Voici leurs dimensions: 2—1,30—0,70 mm de longueur et 0,60—0,30 mm de largeur. Comme nous l'avons déjà dit, le quartz, à dimensions plus réduites et moins abondant, s'associe parfois aux phénocristaux.

La pâte est formée de feldspath et de quartz à paillettes de séricite et à granules d'épidote. Les deux derniers éléments constitutifs se rangent en bandes interrompues, qui impriment à la roche une texture légèrement fluidale.



L'analyse chimique suivante¹⁾ indique que ces porphyres possèdent une composition chimique acide, correspondant à celle des granites. La

SiO ₂	51,89
TiO ₂	2,45
Al ₂ O ₃	12,43
Fe ₂ O ₃	7,79
FeO	4,53
MnO	0,15
MgO	5,82
CaO	9,31
Na ₂ O	1,98
K ₂ O	0,41
H ₂ O	2,76
P ₂ O ₅	0,27
	99,79

présence, dans les schistes cristallins, des roches porphyrogènes et des schistes cristallins sous forme d'intercalations, à caractère tufogène, dénote une activité volcanique sous-marine concomitante à la sédimentation.

GNEISS PSAMMITIQUES

Les gneiss psammitiques s'intercalent entre les schistes séricito-chloriteux et les conglomérats. Il se caractérisent par leur teinte blanc verdâtre à reflets argentés et par une schistosité fine. Celle-ci est rendue visible par les bandes blanches à épaisseur de quelques mm, séparées par de plans sur lesquels apparaissent : de la séricite, du mica vert argenté et de la muscovite.

Sous le microscope on distingue deux types. *a)* Les roches formées par un fin tissu de quartz et de feldspath en grains de 0,03 mm. Dans ce tissu s'individualisent des zones continues ou interrompues par des grains plus gros (d'environ 0,20 mm), qui alternent avec de fines bandes de séricite. Les lentilles arrondies, formées de quartz dentelé et de plagioclase, impriment à la roche une structure blastopsammitique. Le feldspath potassique, toutes les fois qu'il apparaît, manifeste lui aussi un aspect clastique. *b)* Ce type se caractérise par une tendance d'uniformisation des grains constituants. Le quartz et le feldspath sont disposés en bandes parallèles, allongées dans la direction de la schistosité, se rattachant ainsi aux roches considérées par les différents auteurs comme des gneiss psammitiques. Ces gneiss peuvent être désignés parfaitement bien sous la dénomination de gneiss quartzeux-sériciteux à albite.

La présence des gneiss psammitiques au voisinage des conglomérats, leur structure blastopsammitique, la prédominance du quartz disposé en zones à grains plus ou moins gros, ce sont autant de preuves que les gneiss psammitiques, appartiennent aux roches d'origine sédimentaire.

¹⁾ Analyse effectuée par M-me VALERIA MANOLESCU, București.

CONGLOMÉRATS LAMINÉS

(pl. IV, fig. 16 et pl. V, fig. 18)

Ils forment un horizon interrompu entre la série clastique et le Complexe infragétique. On rencontre de bons affleurements sur la crête et sur le Vârful Drăgoiu, sur la crête de Vulcan - Pasul Vulcan (entre le Vârful Lespezi et Fântâna Radului) sur la crête comprise entre la Valea Balea et la Valea Sohodol (au Nord de la bergerie de Mutu) et enfin à l'W de Vârful Straja, sous le Piscul Rusesc, où ils présentent le plus grand développement.

Les éléments des conglomérats sont formés à peu près exclusivement de quartzites et tout à fait accidentellement de gneiss et de hornblendites.

Les quartzites sont de couleur gris foncé et ressemblent beaucoup à ceux de la série de Lainici - Păiuș. Les éléments quartzitiques atteignent 10 cm de dimensions; ils sont arrondis et moulés par une pâte séricito-chloriteuse.

On rencontre des gneiss à muscovite dans les conglomérats situés au pied du Piscul Rusesc. Sur les plans de schistosité on observe de la muscovite, rarement de la biotite à dimensions de 2—3 mm; entre les plans de schistosité on rencontre des zones formées de feldspath et de quartz. Les gneiss à muscovite présentent une structure granoblastique à tendance lépidoblastique et une texture parallèle. Voici leur composition minéralogique: plagioclase acide peu séricitisé (40%), schachbrettalbite (5%), quartz (40%), muscovite, biotite (15%).

Dans les conglomérats de la Valea Ungurului, nous avons rencontré des hornblendites au voisinage des quartzites. La roche est absolument identique aux hornblendites trouvées parmi les amphibolites.

Le ciment des conglomérats, en général fortement ondulé, ressemble, quant à la structure, la texture et les éléments minéralogiques, autant aux horizons inférieurs de l'Infragétique qu'aux schistes sédimentogènes-tufogènes de la série clastique.

Le ciment des conglomérats de Vârful Drăgoiu rappelle, particulièrement bien, les schistes phylliteux de l'Infragétique. Le ciment forme une mosaïque quartzitique à peu de cristaux d'albite, dont les bandes de séricite présentent une structure hélicitique. Dans ce ciment on trouve disséminées, çà et là, des lentilles de quartz partiellement ou totalement transformées en mortier et lentilles d'albite. Cependant la texture lenticulaire demeure microscopique. Le minerai, la limonite, la chlorite, et la tourmaline sont subordonnés.

Un exemple de ciment identique aux roches de la série clastique, est fourni par les conglomérats de Piscul Rusesc. Il est bien difficile de distinguer le ciment ci-dessus des schistes cristallins chlorito-épidotiques; il présente la

même couleur vert à reflets argentés, la même structure blasto-psammitique et une texture lenticulaire identique. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz 40%, chlorite avec séricite et mica vert 35%, grains d'épidote 15—20%. L'albite, de concert avec le quartz, forme des lentilles. Eléments accessoires : titanite, rutile, agglomérations de leucoxène, minéral, zircon.

Dès le début, la position des conglomérats nous détermine à nous demander si ces conglomérats appartiennent à l'Infragétique, ou bien à la série clastique? Mais jusqu'à présent il nous est impossible de répondre à cette question d'une manière satisfaisante. M. MRAZEC a attribué au Verrucano les conglomérats de Piscul Rusc. Jusqu'à ce jour cependant, je n'ai nulle part observé, dans ces conglomérats, des éléments de granite et il m'a été matériellement impossible de savoir s'ils sont injectés ou non de solutions granitiques. Ils pourraient donc représenter la base de l'Infragétique (Permien ou Carbonifère) soudée, sous l'action de l'orogénèse alpine, à l'ancien soubassement hercynien. L'absence des granites dans les conglomérats ainsi que celle des schistes cristallins de la série clastique, puis les intercalations de conglomérats plus à l'intérieur de cette série, nous les font rattacher aux conglomérats de la série clastique. Pour élucider ce problème il faudrait poursuivre ces conglomérats vers l'W, jusqu'à Oslea, où il paraît que le Verrucano typique se développe. Mais nous ne savons pas encore si les conglomérats d'Oslea représentent un horizon identique à celui rencontré dans cette région.

CONSIDÉRATIONS SUR LA GENÈSE, L'ÂGE ET LE MÉTAMORPHISME DE LA SÉRIE CLASTIQUE

Comme nous l'avons déjà vu, la majorité des roches, qui entrent dans la constitution de cette série, ont des structures relictiques blastopsammitiques, un taux de quartz assez élevé, même dans les schistes à éléments melanocrates prédominants et un aspect général détritique. Nous avons démontré aussi que les roches à structures microconglomératiques sont comprises entre les gneiss psammitiques et les conglomérats. Les éléments prédominants des conglomérats présentent un aspect pétrographique semblable à celui des quartzites appartenant à la série cristalline de Lainici - Păiuș. Nous avons également constaté que, dans les horizons supérieurs, on rencontre des intercalations concordantes de roches porphyrogènes acides et parmi les schistes chlorito-amphiboliques on trouve rarement des roches bréchiformes à l'aspect tufogène, ou de fines roches pélitiques riches en épidote, lesquelles représenteraient des cendres volcaniques.

A en juger d'après ces caractères, la série clastique paraît représenter le détrit *in situ* de la désagrégation et de la destruction de l'ancien noyau d'amphibolites et, par endroits, de la série de Lainici - Păiuș. Cette série se



trouve généralement superposée sur les amphibolites et leur limite est discordante sur la crête Căndet-Dumitra. Les amphibolites plongent vers le SE, tandis que les schistes de la série clastique plongent vers le NW.

Si l'on admet une autre hypothèse, on peut considérer que les schistes cristallins de cette série sont synchrones avec les roches amphiboliques. Nous devrions admettre alors qu'ils proviennent tous de roches intrusives, effusives, de tufs et de cendres volcaniques sous-marins, intimement mélangés avec du matériel détritique, intensément métamorphisés.

Les injections granitiques et les laccolites granitiques développés plus à l'E avec les auréoles de contact (13,60) attribuent à la série clastique un âge antégranitique et, étant donné que les granites sont considérés comme hercyniens, cette série a supporté les influences de l'orogénèse hercynienne et alpine.

La série clastique présente des ressemblances pétrographiques avec les roches permo-carbonifères de la zone de Urseren des Alpes (97) pincée entre le massif de Gothard et de l'Aar. Quant aux Carpates, M. ATANASIU (4) et M. CODARCEA (8) ont décrit des complexes cristallins analogues, le premier dans les Carpates orientales, le second dans le Banat. Bien que dans ces deux cas il s'agit d'unités tectoniques différentes, on peut cependant rattacher les roches porphyrogènes de notre région au « groupe blanc » des Carpates orientales. Celui-ci forme une nappe effusive parmi les schistes cristallins sédimentogènes, d'épizone. La zone porphyrogène-tufogène appartenant au complexe des roches vertes du Banat, se distingue de la série clastique par son caractère finement pélitique et par l'absence du quartz. Il est probable que M. MRAZEC (44) pensait à ces schistes cristallins, lorsqu'il comparait certains faciès du II-ème groupe aux « schistes de Casanna ». Egalement dans le Cristallin du Parâng, M. GHICA-BUDEȘTI (13) considère les schistes verts de la couverture schisteuse inférieure comme des dépôts formés aux dépens des roches amphiboliques sur lesquelles ils reposent fréquemment.

ZONE TECTONIQUE PASUL VULCAN - JIU - VÂRFUL RECI

Entre les amphibolites et la série cristalline de Lainici - Păiuș, existe une zone écrasée, dans laquelle on rencontre des lentilles ou des lames de phyllites noires satinées souvent graphiteuses, de calcaires marmoréens et de microbrèches calcaires, noires, de gneiss mylonitisés chlorito-sériciteux (pl. III, fig. 12), d'amphibolites à lentilles de calcaires à silicates et de roches granitiques. Tout le complexe a été affecté par des phénomènes d'écrasement et de laminage, mis en évidence par les structures mylonitiques et bréchi-formes. Les gneiss mylonitisés, situés sur la crête de Pasul Vulcan - Vârful



Dumitra contiennent, au voisinage du contact avec les amphibolites, de la tourmaline et du grenat, lesquels, par suite des actions dynamiques postérieures, ont été allongés, broyés et attachés les uns aux autres par des bandes de séricite mélangées à des morceaux du minéral lui-même.

J'ai suivi cette zone à partir de Vârful Reci (à l'E du Jiu) en passant par les vallées Titu, Păiuș, Jiu, Dumitra jusqu'au Pasul Vulcan. D'ici vers la Curmătura Carteianul, les affleurements font défaut à cause de la végétation. Dans les tranchées, on rencontre cependant de nombreuses phyllites noires graphiteuses. Il semble qu'à partir de la Curmătura Carteianul vers l'W, cette série est surmontée par le synclinal de Futeciu - Izvoarele Șușitei.

Bien plus à l'W, dans le Plaiul Tismana entre le Vârful Groapelor et Oslea, M. IONESCU BUJOR (26) mentionne des calcaires siliceux à pyroxène, associés à des schistes micacés injectés. Ceux-ci sont en rapports géologiques tout à fait analogues avec ceux de la vallée du Jiu. M. MRAZEC indique aussi sur le profil III, présenté au congrès de Vienne, à la limite des amphibolites avec les schistes cristallins appartenant au II-ème groupe, des lentilles de calcaires cristallins. Immédiatement vers le N de ces schistes cristallins à lentilles de calcaire et au S des amphibolites qui se développent dans la vallée supérieure du Jiul Românesc, M. MRAZEC mentionne un synclinal mésozoïque pincé qui occupe la Culmea Oslea. Celui-ci commence par le Verrucano, sur lequel reposent des calcaires mésozoïques d'âge indéterminé, et contient dans l'axe la série cristallophyllienne mésozoïque (Formation de Schela s. l.) et des intrusions de serpentines. De même le profil d'Oslea peut être comparé à ce que l'on observe dans la vallée du Jiu, à Pasul Vulcan et Piscul Rusesc. Le soubassement cristallin est marqué par une zone de calcaires cristallins et de schistes phylliteux d'une ancienne ligne tectonique. A Pasul Vulcan ainsi qu'à Oslea, il semble que les synclinaux mésozoïques pincés, longent cette ligne ancienne.

A l'E de cette région, il est possible que la zone ci-dessus se continue par le synclinal de Groapa lui Purcel—Setea Mare—Pleșcoaia, dans lequel G. MURGOCI (46, 48) décrit, à côté des schistes sériciteux gneissifiés, «de véritables Formations de Schela». Elles appartiennent probablement aux phyllites noires satinées du soubassement cristallin.

La zone décrite sépare deux grands plis dirigés E—W et constitués de formations distinctes. Le pli septentrional comprend : les roches amphiboliques, les schistes cristallins de la série clastique et les intrusions granitiques centrales, telles que MURGOCI les a nommées, tandis que le pli méridional renferme les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș et les intrusions granitiques externes (massif de Șușița-Tismana). Quant à leur âge, MURGOCI se demande s'il n'est pas plus ancien que celui des granites centraux (Mândra-Latorița).



Des considérations précédentes se dégagent les idées qui suivent. Dans l'autochtone il doit avoir existé des lignes qui ont joué un rôle important dans l'ancienne orogénèse. Les relations entre les plis septentrional et méridional paraissent indiquer l'existence d'une pareille zone ancienne de dislocation. La manière dont les roches se présentent le long de cette zone — caractérisée par un mélange de schistes cristallins, de phyllites noires et de calcaires cristallins à roches amphiboliques et granitiques et aussi par la structure et la texture des roches, brèches intensément laminées — de même que leur position dans l'espace, viennent à l'appui de cette hypothèse. Mais les données recueillies dans la région dont nous nous occupons, ne nous permettent pas d'établir si cette zone représente uniquement une dislocation verticale produite par le mouvement des deux blocs anciens ou bien si elle est due à un chevauchement des amphibolites sur les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș.

Les roches de cette zone, appartiennent au soubassement cristallin. Ce sont les minéraux de contact compris dans les calcaires et les gneiss mylonitisés séricito-chloriteux que prouvent cela. Bien plus tard, ils furent soumis aux phénomènes d'écrasement et de laminage.

Pendant le plissement méso-crétacé, ces lignes fonctionnèrent comme des zones de faible résistance. C'est de cette façon que l'on s'explique la présence des synclinaux de Mésozoïque, pincés le long de ces lignes (synclinal de Futeciu—Izvoarele Sușitei).

Ces lignes poursuivies en détail et dans tout l'autochtone contribueront certainement à éclaircir la tectonique interne, ancienne, de l'autochtone qui, jusqu'à présent, est si peu connue.

III. COMPLEXE INFRAGÉTIQUE

Ce que nous avons convenu de nommer « Infragétique » n'est pas en relation avec le « Gétique ». C'est uniquement sa position tectonique qui nous a déterminé à conserver cette notion ¹⁾. Le Complexe infragétique renferme

¹⁾ On s'est toujours servi, pour ce complexe, de notions différentes, surtout lorsqu'il s'agissait d'expliquer certaines interprétations. Au début, on considérait que ces sédiments, situés sur les versant méridional, appartenaient à une série paléo-mésozoïque, tandis que les géologues hongrois, au N, les englobaient presque complètement dans les schistes cristallins supérieurs.

SCHAFARZIK, MURGOCI et M. MRAZEC entreprirent des études dans les Carpates méridionales; ce dernier dénomma tout le complexe « la série cristallophyllienne mésozoïque » qui contenait aussi le Permien. Un peu plus tard MURGOCI, après avoir prouvé l'existence des phénomènes de charriage, estima que cette série comprend autant les formations sédimentaires situées sur le flanc inverse de la Nappe gétique, que les sédiments de l'autoch-



les formations sédimentaires situées sur les deux versants des Munții Vulcan. Elles représentent, en majeure partie, la couverture normale de l'autochtone. Les sédiments entassés à la base de la nappe font partie également de l'Infragétique. Il semble qu'entre l'Infragétique et l'autochtone existent encore des unités tectoniques intermédiaires que nous rattachons toujours à cet groupe autochtone. Tout le complexe de roches, ayant une tectonique en détail compliquée, accompagnée par un métamorphisme dynamique évident, a souffert des décollements et des glissements importants pendant le charriage méso-crétacé.

Considéré dans son ensemble, le sédimentaire situé sur le versant oriental des Munții Vulcan se présente comme une série plus ou moins unitaire, dont le terme inférieur correspondrait au Permien ou au Carbonifère et le terme supérieur au Crétacé inférieur. Nos devanciers ne se servirent que d'analogies de faciès avec des étages déterminés ailleurs sur des bases paléontologiques. Nos essais pour trouver des fossiles demeurent, en grande partie, sans résultat. Cependant l'âge de la Formation de Schela fut fixé à l'aide des fossiles de Porceni (34). L'absence des fossiles dans toutes les autres formations, est due surtout au métamorphisme causé par l'orogénèse alpine. Les formations sédimentaires contiennent des restes de fossiles vers le SW de notre région; il nous est donc possible de les identifier paléontologiquement.

Le sédimentaire situé sur les deux versants des Munții Vulcan, étudié plus en détail, indique, comme nous allons le voir, des ressemblances mais aussi des différences. Les successions stratigraphiques sont différentes sur les deux versants, les rapports entre les différentes formations varient. C'est pourquoi nous séparons, dans le Complexe infragétique, les groupes suivants: la série sédimentaire du versant septentrional, la série sédimentaire du versant méridional, la zone de Borzii Vineți.

tone. En échange, à partir de 1928 lorsque, parallèlement aux recherches entreprises par M. STRECKEISEN, commencèrent aussi des travaux plus détaillés, ce complexe acquit plusieurs dénominations: M. STRECKEISEN par exemple, le dénommait alors « le Complexe sédimentaire subgétique », nous ainsi que M. GHIKA-BUDEȘTI nous utilisâmes la notion de « série intermédiaire » ou « série sédimentaire ». Presque en même temps, M. GHERASI se servait de la notion de « formations mésozoïques » et M. PALIUC le désignait sous le nom local de « la série du Jieț ». M. STRECKEISEN dans son ouvrage intitulé: « Sur la tectonique des Carpatés méridionales » dénomma le complexe du Crétacé inférieur au Carbonifère supérieur « la série mésozoïque ». A la suite des excursions faites pendant l'automne de 1933 dans la région de Godeanu, le bassin du Jiu et du Lotru, étudiés par: MM. GHERASI, MANOLESCU, PALIUC et GHIKA-BUDEȘTI, excursions auxquelles prirent part MM.: M. REINHARD, G. MACOVEI, D. PREDA, I. ATANASIU, A. STRECKEISEN, TH. KRÄUTNER, A. CODARCEA et D. GIUȘCĂ, on est convenu d'utiliser le terme de « Complexe infragétique » pour les dépôts compris entre la Nappe gétique et l'autochtone.



SÉRIE SÉDIMENTAIRE DU VERSANT SEPTENTRIONAL

Les sédiments forment une bande continue sur le versant septentrional des Munții Vulcan. Par suite des décollements, ou bien ils ont avancé assez loin sur le soubassement cristallin (comme c'est le cas pour les calcaires de Posada et Pietriceaua associés, dans la Valea Stolojoaia, aux schistes phylliteux gris verdâtre) ou bien ils sont pincés plus ou moins profondément dans ce cristallin (comme par exemple le synclinal de Futeciu-Izvoarele Șușiței, ou celui de Rafaila).

Voici les roches qui prennent part à la constitution de cette série de bas en haut : des quartzites blancs, des calcaires microcristallins en plaquettes, des schistes phylliteux gris noirâtre à intercalations de prasinites qui passent vers la Formation de Schela sur lesquelles reposent des lentilles de calcaires compacts et de schistes noirs calcaires.

Les quartzites blancs se présentent en petites lentilles, dans la Valea Braia, Muntele Scurtu, au-dessous de Stâna Mutu et à l'E et au SW de Pasul Vulcan. Il est difficile de préciser si ces derniers appartiennent au sédimentaire ou au schistes cristallins. Par leur position stratigraphique et leurs structures de même que par leur couleur blanche identique à celles des quartzites de Scurtu et Braia on pourrait les comparer avec ces quartzites ; dans la série de Lainici-Păiuș, par contre, les quartzites sont plutôt gris-noirâtres. Nous considérons donc provisoirement que les quartzites de Pasul Vulcan appartiennent à la série sédimentaire. Les structures relictiques indiquent également qu'il s'agit de grès quartzitiques peu métamorphisés. Tous les quartzites présentent des textures schisteuses ou faiblement lenticulaires (Scurtu) et des structures klastopsammitiques, microgranoblastiques ou porphyroblastiques. Ils sont constitués de quartz (95—99%) formant un tissu grenu ou microgrenu ; dans les variétés porphyroblastiques les porphyroblastes atteignent 5—30% de la roche. Ceux-ci accusent des dimensions de 1,40—0,45 mm, sont arrondis ou ovales et présentent des extinctions onduleuses. En dehors du quartz, il apparaît du feldspath potassique ne dépassant pas 5% de la roche ; puis, toujours comme produit clastique, de la séricite formant un tissu lépidoblastique qui se groupe en étroites bandes, lequel détermine la schistosité des quartzites. Voici les minéraux accessoires : zircon, minéral en poudre fine et parfois des substances charbonneuses.

Les calcaires microcristallins représentent, dans les endroits où les quartzites font défaut, l'horizon par lequel commence la série sédimentaire. On les rencontre à Pietrele Albe—Pietriceaua, Posada, Ogrin, puis sur la crête qui s'élève du pont Fabian (Jiu) vers le Vârful Căndet, au S de Vârful Drăgoi et flanquant plus ou moins irrégulièrement le synclinal de Futeciu-Izvoarele Șușiței.



Ces calcaires sont microcristallins ou marmoréens, à aspect saccharoïde blancs ou d'un blanc grisâtre. Sur les surfaces de schistosité apparaissent de fins enduits de chlorite et d'un mica vert. Les calcaires disposés en plaques, atteignent des épaisseurs variant de quelques mètres à 100 m. Il est à remarquer que dans les schistes verts et les schistes phylliteux noirs, surmontant les calcaires, on rencontre des interstratifications, dont l'épaisseur ne dépasse pas 1 m. Ce fait confirme que la sédimentation se continue à partir des calcaires vers les schistes phylliteux noirs. MURGOCI (49) cite des cas analogues de transition graduelle des calcaires vers les schistes charbonneux dans le Jieț et la Latorița. Les calcaires marmoréens sont formés par un tissu granoblastique de calcite à dimensions de 0,2—0,5 mm. Les interstratifications de calcaires et les horizons inférieurs sont constitués par de la calcite (70—80%), du quartz, du feldspath, du mica verdâtre, de la chlorite, du minéral, de la pyrite et du rutile. Le quartz en grains isodiamétriques, arrondis, atteint 15% de la roche; le feldspath (moins de 10%), surtout des perthites, du microcline, plus rarement de l'albite claire à macles polysynthétiques; le mica vert est faiblement biaxe et présente un polychroïsme vert clair suivant *ng* et jaune incolore d'après *np*. Le quartz et le feldspath potassique sont d'origine détritique tandis que l'albite, le mica vert et la chlorite sont des néoformations.

Voici l'analyse chimique d'un calcaire marmoréen recueilli à Comanda Table (Pasul Vulcan)¹⁾

CO ₃ Ca	99,41
CO ₃ Mg	0,54
Fe ₂ O ₃	0,37
Résidu	0,11
	<hr/> 100,43

Elle indique que la roche est constituée presque exclusivement de CO₃Ca. Nous nous attendions, cependant, à ce que la teneur en CO₃Mg soit plus élevée.

Les schistes phylliteux gris noirâtre, reposent soit sur les calcaires microcristallins, soit sur les schistes cristallins de la série clastique. En ce dernier cas, il est difficile à tracer une limite certaine entre les deux formations, à cause de la composition minéralogique, de la structure et de la texture assez semblables. A la partie supérieure, la transition des schistes phylliteux vers la Formation de Schela est insensible et on peut l'observer mieux dans le profil de la Valea Braia. Ici plus qu'ailleurs la limite entre les deux formations est tout à fait arbitraire.

Le synclinal de Futeciu—Izvoarele Șușiței est bien plus individualisé

¹⁾ Analyse effectuée par M-me VALERIA MANOLESCU, Bucarest.



comme tel, vu que les formations supérieures font défaut, et que sa base est formée presque entièrement de calcaires microcristallins.

Cette série est constituée par des schistes noirs phylliteux rarement charbonneux — parfois traversés de veines de quartz, — des schistes grisâtres séricito-chloriteux, des schistes calcaires, des phyllites vertes chlorito-épidotiques (prasinites), des phyllites chloriteuses à intercalations de calcaires cristallins, des arkoses.

Les schistes noirs phylliteux sont formés par un fin tissu quartzeux traversé de bandes noires composées de substance charbonneuse, à laquelle s'associe de la séricite. Tout ce tissu quartzeux renferme un pigment noir qui donne à la roche sa couleur. Les schistes noirs phylliteux ressemblent, quant à la structure, notamment aux quartzites blancs, auxquels ils s'associent à Zănoaga.

On rencontre les schistes calcaires dans les endroits où les schistes noirs reposent sur les calcaires. Par l'augmentation du taux de CO_3Ca on observe la transition des schistes calcaires vers les calcaires. Il paraît que les schistes calcaires forment un horizon inférieur à celui des phyllites noires. Outre la calcite (70—35%), on remarque encore du quartz (15—30%) du feldspath (20%), de la chlorite (10%) et la présence de la pyrite en partie limonitisée. Comme éléments accessoires citons les suivants: minéral, zircon, tourmaline, épidote, leucoxène.

Plus le taux de calcite diminue, plus le taux de quartz et séricite augmente, de sorte que les schistes calcaires passent aux schistes phylliteux à séricite et chlorite. Fréquemment, aux bandes séricito-chloriteuses, s'associe une hornblende actinolitique fibreuse, qui peut former 10% de la roche et alors l'épidote et la titanite sont plus abondantes (presque 5%). Le pigment noir forme de petits nids, dans lesquels on observe parfois une transformation à leucoxène. Les feldspaths (20%), notamment l'albite, apparaissent généralement en micro-porphYROBLASTES (0,5—0,3 mm) qui donnent aux roches cette structure caractéristique. Il en est de même pour la structure granoblastique que l'on y rencontre souvent; dans les roches à hornblende, celle-ci produit des structures nématoblastiques. La texture des roches est parallèle ou parallèle-lenticulaire; les bandes séricito-chloriteuses présentent parfois de faibles plissements.

Les schistes verts (prasinites), sont des roches compactes ou finement stratifiées. Elles sont bien développées dans la Valea Stolojoaia, où elles affleurent de concert avec les serpentines, et à l'E d'Ogrin.

Au microscope elles apparaissent constituées par un fin tissu granoblastique d'épidote, de chlorite et de hornblende actinolitique fibreuse, associées à de l'albite claire. Tout le tissu est traversé par des bandes ou des lentilles formées de quartz, de quartz et de calcite, ou de quartz, de calcite et d'albite qui produisent soit une texture lenticulaire, soit une texture finement rubanée visible souvent à l'œil nu. L'alternance d'épidote, de chlorite de

hornblende et d'albite à bandes de quartz, met en évidence la sédimentation d'un fin matériel tufacé et de produits détritiques.

Voici l'analyse chimique d'un schiste vert de la Valea Stolojoaia ¹⁾

SiO ₂	70.86
TiO ₂	0,38
Al ₂ O ₃	14.46
Fe ₂ O ₃	2.73
FeO	0.54
MnO	0,03
MgO	0,96
CaO	1.91
Na ₂ O	3.89
K ₂ O	2.95
H ₂ O	1.02
P ₂ O ₅	0,18
	99.91

A en juger d'après leur composition minéralogique et chimique, les schistes verts ressemblent beaucoup aux roches ophiolitiques appartenant aux schistes lustrés et notamment aux schistes verts tufogènes. Les prasinites de la Valea Stolojoaia ressemblent — et même on pourrait dire qu'elles sont identiques — aux prasinites des schistes lustrés situés au-dessous de la Nappe de Dent-Blanche (vallée d'Arolla).

En ce qui concerne les ophiolites tufacées, voici comment M. WERENFELS (96) s'exprime-t-il sur leur genèse et leur âge : « Die hier (Vispertaes) beschriebenen Grünschiefer können als carbonatreiche Albitchloritschiefer bezeichnet werden. Charakteristisch ist ihre Zusammensetzung aus Mineralien der Bündnerschiefer wie auch der Grünschiefer. Das Material der letzteren ist wahrscheinlich ein Diabasderivat, und das ganze Gestein kann als ein submariner Diabastuff erklärt werden. Diese tuffoiden Grünschiefer zeichnen sich durch ihr Auftreten in ausgedehnten, wenig mächtigen Lagern aus, die nach ihrer geologischen Stellung zu den erwähnten ophioliten triassischen Alters gezählt werden können ».

Formation de Schela. Le caractère pétrographique de la Formation de Schela, identique sur les deux versants des Munții Vulcan, nous autorise à ne faire qu'une seule description géologique, en insistant toutefois, là où il est nécessaire, sur certains faciès plus différents. La Formation de Schela telle qu'elle a été premièrement décrite par M. MRAZEC (42), offre un caractère gréseux-quartzitique et comprend des grès quartzeux et des conglomérats de couleur foncée accompagnés par des schistes argileux noirs, parfois micacés à lentilles d'antracite et de schistes sériciteux. Cette formation est toujours ferrugineuse et très dynamométamorphisée.

¹⁾ Analyse effectuée par M-me VALERIA MANOLESCU, Bucarest.



Sur la bordure N des Munții Vulcan, la Formation de Schela constitue une zone continue à transitions insensibles vers les schistes phylliteux gris noirâtre à veines de quartz blanc, alternant avec les schistes graphiteux charbonneux. Par suite des actions mécaniques, ils ont été disloqués, broyés et plissés en de petits plis secondaires. Les effets dynamiques sont également mis en évidence par l'apparition des minéraux récents, comme par exemple le chloritoïde. Il forme de petits cristaux ou bien des entassements dans les schistes argileux noirs. Les schistes charbonneux intercalés parmi les grès, grâce au laminage, deviennent mous, acquièrent un éclat gras, qui laisse des traces grisâtres sur le papier. Les horizons plus inférieurs deviennent phylliteux, et se séparent en plaques satinées sur les plans des schistosité. Ceux-ci passent peu à peu, par la disparition des intercalations de grès quartzitiques grossiers ou plus fins, vers la zone des schistes phylliteux gris noirâtre. Dans une communication préliminaire (35) nous avons attribué également à la Formation de Schela cette série phylliteuse inférieure. En réalité, elle fait partie — comme nous allons le voir — d'une série compréhensive qui s'est déposée sans aucune lacune de sédimentation.

Le synclinal de Rafaila-Jiu contient les sédiments les plus métamorphisés de la Formation de Schela ; il est connu par l'abondance et la variété des schistes à chloritoïde. Ce synclinal se rattache à la Formation méridionale de Schela, développée sous forme de lentilles et en général pincée dans le granite. La zone située au N de la commune de Schela émet un bras qui prend d'abord la direction NW jusqu'à la Valea Râu. Ici il fait un tournant et se dirige vers le NE en traversant la Valea Vezuroiu, monte après la Culmea Pripior (au N de Dealul Gornițălul-Porcenilor) pour réapparaître en suite dans la Valea Porcului (au N de Runcul Porcenilor), sur la crête entre la Valea Porcu et la Valea Bratcu, dans la Valea Bratcu et, à partir de la crête entre le Vârful Slima et Perete, il se dirige approximativement E—W, aboutissant finalement dans la vallée du Jiu. De Schitul Locurile-Rele part un second bras vers l'W, longeant la Valea Locurile-Rele, passe au-dessus de la crête sous les calcaires de Perete, et descend enfin dans la Valea Bratcului où il se termine. A partir de la vallée du Jiu vers l'E, il peut être poursuivi dans la Valea Rafaila et dans tous ses affluents, jusqu'à la Culmea Plaiul-Bumbeștilor d'où il passe dans la Valea Alunul pour disparaître sur la Culmea Alunul. D'un seul regard jeté sur la carte, nous remarquons combien curieuse est la disposition de ce synclinal profondément pincé dans le soubassement cristallin. La mécanique qui a provoqué cette disposition est tout aussi curieuse. Les forces dynamiques ont disloqué l'arrangement primordial des dépôts et, par conséquent, la structure interne du synclinal de Rafaila est beaucoup modifiée. M. IONESCU-BUJOR (26) dispose les schistes sériciteux charbonneux à chloritoïde de la vallée du Jiu, en cinq synclinaux broyés dont deux sont inclinés vers le S.



Le synclinal de Rafaila renferme les mêmes grès quartzitiques gris noirâtre et les mêmes schistes noirs phylliteux rencontrés au S, mais n'étant associés que rarement aux grès blancs et aux schistes violacés faiblement métamorphisés. Les grès et les schistes noirs sont généralement bourrés de chloritoïde, qui forme des nodules à structure rayonnante.

A Plaiul Bumbesti, au N de Comanda et à Schitul Locurile Rele, entre les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș et la Formation de Schela s'interposent des schistes verts assez semblables à ceux qui forment, au N, des intercalations dans les schistes phylliteux inférieurs à la Formation de Schela. M. MRAZEC (42) croit que les schistes verts de Locurile Rele appartiennent au Permien, tandis que M. IONESCU-BUJOR (26), en tenant compte de leur position par rapport à la Formation de Schela, parle d'un chevauchement du Permien sur le Lias. Lorsque nous avons décrit les schistes phylliteux, nous avons démontré qu'ils se rattachent par des transitions insensibles à la Formation de Schela et que les deux représentent une série pareille aux schistes lustrés des Alpes, pourvus en général d'intercalations de schistes verts. Étant donné que le synclinal de Rafaila-Jiu est incliné vers le N ou vers le NW, ces schistes reposent sur la Formation de Schela, sans qu'il s'agisse cependant de rapports anormaux.

Ce sont L. DUPARC et M. L. MRAZEC qui décrivirent, en 1893, pour la première fois, les schistes à chloritoïde de la vallée du Jiu. Ces auteurs étudièrent le type le plus caractéristique et le plus souvent rencontré, dont les nodules de chloritoïde, à l'aspect sphérolitique, atteignent des dimensions allant jusqu'à 4 mm. Les nodules à chloritoïde imprime à la roche un aspect conglomératique. On rencontre encore le chloritoïde dans les schistes charbonneux de la Formation méridionale de Schela, se présentant sous forme de taches dépourvues de contours cristallographiques et qui représentent, probablement, des stades initiaux. Sur le versant N, on trouve également des schistes à chloritoïde ¹⁾. D'après ce que nous savons, dans toutes les Carpates méridionales, on ne connaît pas une région plus riche en chloritoïde que celle de Rafaila-Jiu. A en juger d'après les dimensions des nodules, la nature de la masse fondamentale et la disposition du chloritoïde en individus isolés ou groupés en rosettes, on peut former une série de types, qui sont probablement en relation évolutive. Aussi dans les schistes charbonneux apparaissent des individus isolés, disposés obliquement ou même perpendiculairement par rapport à la schistosité, car comme M. NIGGLI (56) le déclare: « Porphyroblastenbildung und Nichtparallelordnung gehen aber Hand in Hand ». A des stades plus avancés, les cristaux de chloritoïde non

¹⁾ Quelques phyllites à chloritoïde recueillies par F. HERBICH en 1876, dans la vallée du Jiu (Surdac), furent étudiées par M. I. SZÁDECZKY (68). Elles doivent provenir également de Rafaila.



seulement acquièrent des dimensions de plus en plus grandes mais se groupent et forment des nodules noirs, qui peuvent occuper jusqu'à 70% de la roche (pl. V, fig. 17). La masse fondamentale est constituée de séricite, de quartz, de substances charbonneuses, d'hématite, parfois de granules de magnétite et de calcite. En général toute la masse fondamentale est puissamment plissée. Le chloritoïde apparaît soit en porphyroblastes isolés, soit en associations d'individus à l'aspect fibreux, maclés d'après 001. Les individus offrent un polychroïsme intense qui varie dans les différents types de roches ; toutefois on peut se conduire d'après le *ng* = jaune verdâtre, *np* = jaune claire, *nm* = vert bleu foncé. Les inclusions présentent rarement une disposition en sablier ou en traînées hélicitiques. Ce fait nous autoriserait à croire que c'est la masse fondamentale qui s'est formée et s'est plissée tout d'abord et que les nodules de chloritoïde ne se seraient développés que plus tard. Ce n'est que par une étude minutieuse que l'on pourrait préciser les rapports qui existent entre le développement du chloritoïde et la masse fondamentale. M. NIGGLI a démontré d'ailleurs que : « dass sog. helizitische Fältelung verschiedene Ursachen haben kann : 1. Konservierung von schon gefaltetem Grundgewebe ; 2. Gleichzeitigkeit von Faltung und Mineralbildung ; 3. Natürliche Drehung der Ebenen maximalen tangentialen Strains während der Mineralbildung ; 4. Nachträglicher Rotationsstrain am schon gebildeten Kristall.

Il n'y a pas de doute que le chloritoïde a été produit par l'orogénèse alpine aux dépens des schistes argileux et des grès, ces roches-mères étant riches en Al, oxydes de fer, substances charbonneuses et pauvres en Mg, Ca et K.

Sur la bordure méridionale des Munții Vulcan, la Formation de Schela apparaît sous forme d'une bande discontinue pincée le plus souvent dans le soubassement. On rencontre quelques lentilles à l'E du Jiu, par exemple à Stăncești, Larga, Crasna. Une petite lentille apparaît vers l'W, sur la rive droite du Jiu, à son coude en amont du pont Porceni - Birnici ; une seconde lentille plus grande, mais également pincée dans le granite, est celle rencontrée à Valea Porcului, dans laquelle on a trouvé des impressions de plantes jurassiques (34). Sur la pente méridionale de Dealul Gornițăului, on remarque des schistes sériciteux à nodules de quartz, des grès et des schistes argileux noirs. Enfin ces dépôts présentent le plus grand développement dans la Valea Vierzuroiu, Valea Râu et Valea Cartiului, où ils ont été étudiés par M. MRAZEC. Ici la Formation de Schela est également pincée dans le granite, car entre elle et les calcaires — de la Valea Cartiului vers l'W — s'intercale une lame de granite qui ne réapparaît que dans la Valea Șușița, étant masquée, sur une certaine étendue, par les calcaires de Vai de Ei déplacés vers le N. A partir de la Valea Cartiului, la Formation de Schela passe dans la Valea Șușiței, en formant un puissant synclinal pincé dans le granite, qui fut premièrement décrit par G. MURGOCI (55 a) et ensuite par

M. STRECKEISEN (83). Il paraît cependant que ce synclinal s'insinue le long de certaines lignes de dislocation anciennes, se fixant, plus au N, sur la limite entre les granites massifs et la zone de granites mylonitisés qui chevauchent localement la Formation de Schela. C'est toujours à Vai de Ei, dans la Valea Balta Verde, que l'on trouve un second synclinal pincé dans le granite, qui contient également des schistes sériciteux à nodules de quartz, utilisés par les habitants pour la fabrication de pierres à meule. Une nouvelle lame de granite, souvent broyé, s'interpose entre le second synclinal ci-dessus et le sédimentaire situé sur le versant méridional des Munții Vulcan. Le sédimentaire est ainsi nettement séparé de la Formation de Schela de telle sorte que nous ne pourrions plus parler d'une succession stratigraphique. M. STRECKEISEN l'a d'ailleurs démontré.

Ces formations sont constituées par des grès noirs quartzeux traversés de veines de quartz blanc, par de rares conglomérats quartzitiques et aussi par des schistes noirs charbonneux ou graphiteux, des schistes phylliteux satinés, des schistes argileux pareils aux « Dachschiefers » des Alpes. Les grès plus fins et les schistes charbonneux contiennent fréquemment des paillettes de muscovite. L'anhracite forme des lentilles ou de petits nids qui ont été exploités à Schela, à la Valea Râu, Vai de Ei, Valea Vierzuroiu et Stăncești. Les exploitations de la Valea Râu ont été récemment reprises. L'anhracite y est ordinairement pyriteux.

On rencontre souvent, de concert avec les sédiments précédents, un horizon inférieur de schistes sériciteux à nodules de quartz, lequel repose sur le granite. Bien rarement, ces schistes sont mélangés tectoniquement avec les sédiments de la Formation de Schela. Sous le microscope on observe un tissu sériciteux laminé, compact ou écaillé, à grains de quartz arrondis parfois corrodés, à extinction puissamment onduleuse. Les grains de quartz de 1—2 mm environ, sont souvent envahis par le tissu sériciteux et séparés en éléments plus réduits. Sur les plans de laminage, on remarque des relictos de biotite transformée en séricite, des ségrégations de minéral, calcite, zoïsite, zircon. Le tissu sériciteux, écaillé, contient les relictos d'un minéral transparent qui était probablement un feldspath.

G. MURGOCI (55 a) a décrit ces roches comme des paragneiss sériciteux compris dans la Formation de Schela ou bien surmontant celle-ci. Quant à M. MRAZEC, il considère que les schistes sériciteux blancs ou jaunes à veines rouges ferrugineuses, qui passent quelquefois à des schistes rouges sériciteux, représentent un horizon supérieur de la Formation de Schela, probablement des grès fins et des argiles dynamométamorphisées. M. STRECKEISEN, reprenant la coupe de Vai de Ei, considère ces roches comme des porphyres quartzifères laminés, superposés à l'ancienne surface d'érosion du granite; il croit qu'elles peuvent être attribuées soit au Permien, soit au Trias inférieur. Elles pourraient également appartenir au Lias.

Comme nous le voyons, on a émis jusqu'à présent plusieurs idées sur la genèse de cet horizon, mais seule une étude chimique pourrait apporter plus de précisions. Les ressemblances de structure et de texture avec les granites laminés de la zone de Borzii Vineți, les granites mylonitisés et surtout avec les dépôts du Verrucano situés sur le versant méridional des Munții Vulcan, confirment pleinement l'influence alpine. C'est un problème important de savoir si les schistes sériciteux représentent des porphyres quartzifères laminés ou bien des dépôts sédimentaires; ceci n'est pas encore résolu. Nous avons en tout cas l'impression que cet horizon représente les premières formations effusives ou sédimentaires, disposées en discordance sur l'ancien cristallin.

Sous l'influence de la Nappe gétique, l'Infragétique a été disloqué, refoulé en avant, tandis que les horizons inférieurs ont été puissamment laminés. Par ce mouvement du N au S, les différents horizons de l'Infragétique ont été entassés sur les lignes de fracture ou de faible résistance. Pendant ce déplacement, les horizons plus inférieurs ont été laissés en arrière — comme il était d'ailleurs normal (le synclinal de Futeci — Isovoarele Șușiței) tandis que les horizons supérieurs se sont avancés jusqu'à la bordure de la chaîne recouvrant les sédiments autochtones, ou bien les entraînant avec eux.

Les calcaires compacts. On rencontre, le long de la ligne tectonique, des lentilles plus ou moins grandes de calcaires compacts d'un blanc jaunâtre ou grisâtre traversés de veines blanches de calcite. Ils doivent former un horizon continu qui, sous l'influence de la nappe, a été séparé en une série de lentilles. Ainsi par exemple à partir de la Valea Braia jusqu'à la Valea Balea, les calcaires sont broyés en trois blocs plus puissants, refoulés vers la Formation de Schela. D'ici vers l'E, apparaissent des lentilles plus petites, interrompues, plissées, et c'est seulement à Livezeni qu'un bloc plus puissant forme la Piatra lui Bălan.

L'analyse chimique ci-dessus ¹⁾ effectuée sur les calcaires de la Valea Sohodol, indique qu'au point de vue chimique ces calcaires diffèrent très peu

CO ₃ Ca	98,82
CO ₃ Mg	0,84
Fe ₂ O ₃	0,32
Résidu	0,15
	<hr/> 100,13

des calcaires situés à la base de l'Infragétique (voir pg. 61), lesquels sont certainement d'un autre âge.

Il en est de même pour l'analyse des calcaires rencontrés au S (voir pg. 73), qui n'indique pas non plus des différences prononcées. Ce fait nous conduit

¹⁾ Analyse effectuée par M-me VALERIA MANOLESCU, Bucarest.



à conclure que les données chimiques seules ne peuvent pas fournir des précisions sur l'âge des différents horizons et faciès de calcaires, rencontrés dans cette région.

Schistes marneux-argileux noirs. On rencontre tout à fait accidentellement de concert avec les lentilles de calcaires, des schistes marneux argileux traversés de veines blanches de calcite (Măgura Livezeni, Culmea Vulcan, Valea Sohodol) et des grès noirs micacés (Valea Merișoara). Ces schistes calcaires noirs sont puissamment broyés et renferment fréquemment des blocs de calcaires blancs. Ajoutons encore à cela, qu'entre la Formation de Schela et la ligne de charriage il y a, en dehors des calcaires et des schistes noirs marneux argileux, des calcaires rougeâtres bréchiformes, des schistes noirs à lentilles de quartz blanc et à miroirs graphiteux, ensuite des schistes violacés, le tout en alternances lamellaires avec les roches ophiolitiques, serpentines et diabases. Les intrusions ophiolitiques parmi les roches sédimentaires, la mylonitisation de ces roches et les troubles tectoniques qui en ont résulté, rendent impossible l'horizontation des différents faciès se trouvant immédiatement sous la nappe. Il paraît cependant que les schistes calcaires noirs reposent normalement sur les calcaires, bien que nous ne puissions plus parler de successions stratigraphiques.

DISCUSSION SUR LA STRATIGRAPHIE DE LA SÉRIE SÉDIMENTAIRE SEPTENTRIONALE

L'absence des fossiles, le métamorphisme et la structure compliquée de cette série sédimentaire ont contribué à ce que, pour chacun des auteurs qui ont étudiés les Carpatés méridionales, le problème de l'âge de ces dépôts reste toujours ouvert. En 1869 HOFMANN séparait dans la série sédimentaire de Vulcan et Petroșani, sur les feuilles au 1 : 75.000-e, les deux horizons suivants : « Körniger Kalk » et « Tonglimmer u. Graphitschiefer » ; cependant les schistes argileux et graphiteux, pour le moins, appartiennent aux schistes cristallins. FR. NOPCSA (59) attribue au Lias les deux horizons et considère les calcaires d'Oslea et de Polatiște comme tithoniques. Au congrès de Vienne, M. MRAZEC (44) distingue, dans la série cristallophyllienne mésozoïque, le Barrémien, le Tithonique, le Lias et mentionne aussi le Trias. C'est toujours à cette série qu'appartient également le Verrucano. Depuis peu, M. GHIKA-BUDEȘTI (13) a discuté la stratigraphie du sédimentaire des Munții Lotrului, représentant la continuation vers l'E du sédimentaire de notre région en envisageant trois sortes d'interprétations, à savoir : a) le sédimentaire des Munții Lotrului y compris le Trias, forme une série paléozoïque supérieure ; b) une série mésozoïque s'étendant du Trias au Malm ; c) une série paléo-mésozoïque allant du Carbonifère inférieur au Jurassique supérieur. Selon l'auteur chacune de ces possibilités peut être soutenue.

Il ressort de nos études que les rapports de structure de la série sédimentaire dénotent, en grande partie, une succession normale et dépendent du cristallin autochtone. A l'appui de cette constatation, nous sommes donc tentés d'essayer une nouvelle interprétation de la succession stratigraphique observée. D'ailleurs on peut faire — dès le commencement — les deux subdivisions suivantes: *a)* la première qui comprend des quartzites blancs, des calcaires microcristallins en plaques, des schistes phylliteux gris noirâtre à intercalations de calcaires et de schistes verts, et la Formation de Schela; *b)* la seconde qui contient des dépôts développés sous forme de lentilles et entassés le long de la ligne de charriage, c'est-à-dire des calcaires blanc grisâtre, des schistes calcaires noirs, des grès micacés noirs, des calcaires rougeâtres bréchiformes, des schistes violacés, etc.

a) Il est assez certain qu'à partir des calcaires microcristallins jusqu'à la Formation de Schela inclusivement, nous avons affaire à une sédimentation continue. Il en est de même pour l'alternance des quartzites blancs avec les schistes phylliteux noirs, qui nous fait supposer — là où les calcaires cristallins font complètement défaut — une continuation de sédimentation commençant par ces quartzites mêmes.

b) Au-dessus de la Formation de Schela, suivent des calcaires blanc grisâtre parfois recristallisés, disposés en lentilles plus ou moins grandes et accompagnés par des schistes calcaires, des grès micacés, des calcaires rougeâtres, bréchiformes, etc. Il est possible que ce complexe de roches (groupe *b*) représente soit les sédiments plus supérieurs de l'autochtone, arrachés par la nappe et entassés à sa base, soit les sédiments du flanc inverse, de la nappe soit même un mélange du sédimentaire de la nappe et de l'autochtone. Il se peut que par des recherches plus détaillées, poussées jusqu'à Oslea et dans la région des sources du Jiu Românesc et de la Cerna, nous puissions élucider ces questions. Par le fait que le Verrucano de Sturu, reposant sur la Nappe gétique, appartient à celle-ci, il est très probable qu'il s'agit, dans cette région, d'une superposition des sédiments des deux unités de la nappe et de l'autochtone.

Le groupe *a* donne cependant l'impression d'une série compréhensive formée sur place et qui a souffert des glissements d'une envergure plus ou moins grande. On peut essayer de paralléliser les différents horizons à l'aide des analogies de faciès et de la présence de la Formation de Schela, dont l'âge est déjà connu. Les quartzites blancs ressemblent aux quartzites du Trias inférieur. En ce cas les calcaires microcristallins ou marmoréens, disposés en plaques, pourraient représenter le Trias moyen, tandis que les schistes phylliteux noirs y compris la Formation de Schela, représenteraient une série analogue aux schistes lustrés des Alpes, qui renfermerait aussi la partie supérieure du Trias. Par rapports aux dépôts du S, la Formation de Schela représente uniquement un faciès un peu plus métamorphisé. Dans la Valea Porcului nous

avons pu collectionner dans ces dépôts, certaines plantes sur lesquelles M. KRÄUSEL s'est exprimé de la sorte : « Das Schela-Material ist unzweifelhaft Jura. Zwar sind die meisten der Zamitenblätter schlecht erhalten, einige lassen sich aber sicher als *Dictyozamites Bechei* BRGT. bestimmen » (34, pg. 173).

Après cette détermination, il n'y a plus de doute que la Formation de Schela appartienne au Jurassique et très probablement au Lias sous le faciès de Gresten. Au cas où le groupe *b* ferait partie de l'autochtone et représenterait encore une succession normale, nous pourrions admettre pour les calcaires l'âge tithonique - néocomien et l'âge crétacé inférieur pour les schistes calcaires noirs pareil aux faciès des couches de Sinaia.

Des observations précédentes, il ressort que nous devons distinguer au moins trois séries de schistes noirs. Une série formée de schistes marneux-argileux noirs, traversés par des veines blanches de calcite ; c'est la série supérieure qui appartient probablement au Crétacé inférieur. La seconde série, quartzreuse, un peu calcaire à la base, ressemble aux schistes lustrés et renferme — comme ceux-ci — le Lias et probablement la partie supérieure du Trias. Enfin la dernière série fait partie du soubassement cristallin (voir pg. 56) et elle est comprise entre les schistes de la série classique et ceux de la série de Lainici - Păiuș, étant métamorphisée par le granite. Quant à son âge, il n'y a plus rien à ajouter. Dans la région dont nous nous occupons, il n'y a jusqu'à présent aucun fait qui puisse indiquer l'existence d'une série post-hercynienne, d'âge carbonifère.

SÉRIE SÉDIMENTAIRE DU VERSANT MÉRIDIONAL

Sur le versant méridional des Munții Vulcan, le sédimentaire, en exceptant la Formation de Schela, ne se développe qu'à l'W de Schela, tandis que la série entière apparaît à Vai de Ei. Ici le Verrucano, sous faciès sernitifitque, repose, irrégulièrement et en discordance, sur le granite. Sur les lentilles de Verrucano laminé, ou directement sur le granite, suivent des conglomérats, des grès blancs quartzitiques, des arkoses d'un blanc jaunâtre, des arkoses calcaires, tous offrant une structure nettement sédimentaire. Les arkoses calcaires passent vers les calcaires blanc jaunâtre à minces lentilles irrégulières d'hématite et ceux-ci passent à des calcaires d'un blanc grisâtre. A la partie supérieure, les calcaires deviennent de plus en plus foncés, schisteux et passent aux schistes noirs marneux. Comme nous l'avons déjà montré, la Formation de Schela n'y apparaît plus. Elle finit juste à Vai de Ei en formant un synclinal ou, pour mieux dire, deux synclinaux pincés dans le granite. L'absence vers l'W de la Formation de Schela, l'indépendance du sédimentaire situé sur le versant méridional et le fait qu'elle est généra-



lement pincée dans le cristallin nous autorisent à supposer que cette série appartient à un autre géosynclinal que celui dans lequel se sont formés les sédiments de cette région.

Schistes, grès et conglomérats laminés (Verrucano). A partir de la Valea Șușiței vers l'W, le sédimentaire commence par des conglomérats qui ne forment point un horizon continu. Les meilleurs affleurements se trouvent dans la Valea Șușiței, à Poiana Bordului et au N de Gruicul Mare. Ce dernier affleurement forme un petit lambeau situé vers l'intérieur du cristallin, la série supérieure faisant défaut. Outre ces conglomérats, on rencontre généralement des intercalations de grès et de schistes vert violacé, toutes étant puissamment laminées. Ce sont les textures lenticulaires, l'orientation et le laminage des éléments constitutifs qui mettent en évidence l'action de la pression. Les quartzites pareils à ceux de la série de Lainici - Păiuș et les granites de Șușița constituent les éléments des conglomérats. Ce fait nous détermine à considérer les conglomérats comme des dépôts sédimentaires de l'autochtone, formés sur place et représentant, en cette région, les plus anciens sédiments qui surmontent, en discordance, le cristallin. Le ciment des conglomérats est formé par un tissu sériceux, auquel s'associe dans les variétés verdâtres, de la chlorite. Dans ce tissu orienté, on observe des lentilles de quartz onduleux, broyé ou transformé en mortier, du feldspath potassique et du feldspath plagioclase, de la biotite brun noir, entièrement altérée. Voici les éléments accessoires : zircon, apatite, minéral, et limonite. Comme on le voit donc, les éléments du ciment correspondent à ceux du granite ; ceci prouve que la formation du Verrucano a eu lieu aux dépens de la désagrégation *in situ* du granite.

Conglomérats, grès et arkoses. Sur les conglomérats laminés vert violacé, ou directement sur le granite — dans les endroits où ces conglomérats font défaut — suit une série formée à la base de conglomérats grossiers, quartzitiques sur lesquels se superposent des grès et des arkoses blanc jaunâtre ou faiblement grisâtres, lesquels deviennent, à la partie supérieure, plus riches en calcite, de telle sorte que si l'on traverse un horizon d'arkoses calcaires d'environ 5 mètres d'épaisseur, on passe vers les calcaires supérieurs. Cette série atteint une épaisseur de 30 m. Les conglomérats sont exempts de toute influence tectonique. Dans un ciment grossier, grenu et quartzitique, on rencontre des éléments de quartz arrondi, des schistes cristallins micacés et très rarement des restes d'Echinides. Parfois le ciment manifeste des nuances violacées, mais qui ne sont pas aussi caractéristiques comme celles de Verrucano. Le fait de ne point observer, dans ces conglomérats, la plus faible action de laminage, constitue la différence la plus évidente.

Calcaires compacts. Les arkoses calcaires passent aux calcaires blanc jaunâtre marmoréens, à minces lentilles irrégulières d'hématite, qui deviennent des calcaires blanc grisâtre compacts. Là où les grès et les arkoses font défaut, il semble exister une transition des schistes violacés verruquiques aux calcaires. Vers la base, les calcaires sont généralement blancs marmoréens, tandis que les horizons supérieurs deviennent gris noir à aspect schisteux. Ils passent ainsi insensiblement à des schistes calcaires noirs situés au-dessus d'eux. En dehors de cette schistosité, les calcaires clivent transversalement aux surfaces de séparation en plaques et se détachent au choc en petits morceaux angulaires. Ces phénomènes s'observent notamment dans la Valea Cartiului et la Valea Suseni. On rencontre fréquemment, dans les calcaires, une brèche résultée probablement du broyage des blocs de calcaire hors de leur déplacement. Il en est de même pour le clivage des calcaires qui doit être également attribué à ces actions mécaniques. Les phénomènes karstiques, extrêmement fréquents dans les calcaires, se rencontrent de préférence dans les blocs de Schela et Dobrița. Les dépôts de *terra rossa* sont aussi caractéristiques pour ces calcaires. Cet horizon rouge, développé à la bordure méridionale des calcaires, est visible à très grande distance.

Indiquons ci-dessous les trois analyses suivantes de ces calcaires¹⁾.

	I	II	III
CO ₃ Ca	97,73	98,45	97,21
CO ₃ Mg	1,96	1,69	1,70
Fe ₂ O ₃	0,16	0,16	0,23
Résidu	0,20	0,11	0,26
	100,05	100,41	99,40

Ces analyses ont été effectuées afin d'obtenir le rapport CO₃Ca : CO₃Mg dont on peut tenir compte — ainsi que d'autres faits — lorsqu'il s'agit de déterminer l'âge. Comme on le voit ci-dessus, le taux de CO₃Mg est au-dessous de 2% ; il en est ainsi pour tout calcaire commun.

Schistes marneux-argileux noirs. Ils forment une bande continue qui commence dans la Valea Cartiului et s'étend jusqu'à l'W de Dobrița. La transition entre les schistes et les calcaires est bien visible dans les vallées à l'E de Șușița et dans la Valea Suseni. Les calcaires compacts sont fréquemment refoulés sur les schistes marneux-argileux noirs. Des blocs de calcaires de dimensions variables isolés ou non, nagent sur les schistes qui apparaissent ainsi en fenêtres. Il s'agit donc de faux anticlinaux à schistes calcaires dans

¹⁾ Analyses effectuées par M-me V. MANOLESCU, Bucarest.

I, calcaire blanc, schisteux (Valea Suseni); II, calcaire gris (Valea Suseni); III, calcaire gris foncé compact (Commune de Schela).



l'axe, les calcaires étant situés sur les flancs. Les relations anormales entre les calcaires et les schistes peuvent être considérées comme des détails de la tectonique très compliquée de cette région: par les phénomènes de surplissement, les calcaires ont été déracinés, broyés et refoulés sur les schistes.

Les schistes calcaires noirs ne forment pas un complexe homogène. Dans les endroits où ils présentent un développement typique, ils sont traversés de veines de calcite et très rarement de quartz. Parfois ils s'associent à des schistes noirs charbonneux, à des intercalations de grès noirs micacés ou quartzeux et à des calcaires gréseux noirs. Ces derniers sont riches en restes de fossiles qui, malheureusement n'ont pu être déterminés jusqu'ici. Quelquefois y prédominent des schistes gris foncé, faiblement calcaires et peu ferrugineux. Par suite de leur altération et de leur oxydation, ils acquièrent une couleur brun jaunâtre et se désagrègent, étant donné leur structure, en fragments ayant la forme de copeaux de bois; c'est pourquoi M. MRAZEC les a désignés sous la dénomination de «schistes ligneux».

Dans la région de Vălari, sous le cristallin de la partie frontale de la Nappe gétique, les schistes marneux-argileux noirs contiennent des interstratifications de roches diabasiques notamment tufacées.

DISCUSSIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DE LA SÉRIE SÉDIMENTAIRE MÉRIDIONALE

Après avoir décrit les formations sédimentaires, nous tâcherons de les interpréter stratigraphiquement, en nous basant sur certaines données nouvelles et en tenant compte des opinions antérieures.

Il est certain qu'à partir des conglomérats, grès et arkoses blancs jusqu'aux schistes calcaires noirs, on rencontre une série continue, fait suffisamment prouvé par les transitions entre ces formations. La Formation de Schela est indépendante par rapport aux sédiments décrits ci-dessus, vu qu'ils n'apparaissent jamais ensemble. Bien plus, à partir de Vai de Ei vers l'W, la Formation de Schela disparaît sur toute l'étendue de la région étudiée, tandis que les autres formations sédimentaires commencent à se développer justement à partir de cet endroit. C'est pourquoi bien que la Formation de Schela (probablement liasique) ne puisse servir pour fixer l'âge des autres sédiments. Comme nous l'avons déjà vu, le Verrucano représente un horizon laminé sans transitions vers les formations supérieures. Nous devons chercher les causes du laminage dans le mouvement du sédimentaire sur le Verrucano, mouvement effectué sous l'influence de la Nappe gétique ainsi que dans la pression exercée par le cristallin charrié.

Après ces considérations, passons aux opinions et observations des auteurs antérieurs. M. MRAZEC (42, 44) a toujours attribué les calcaires de cette région



et ceux situés sur tout le versant S des Carpates méridionales, au Jurassique supérieur ; en échange il a considéré les schistes noirs (les schistes ligneux) comme liasiques, puisque bien souvent ils disparaissent sous les calcaires. F. SCHAFARZIK (70) considéra les schistes noirs de Văləri comme du Lias chevauchant les calcaires tithoniques. Mais la position normale des schistes noirs sur les calcaires et la transition entre les deux horizons écartent cette interprétation. G. MURGOCI (55 a) attribua les schistes calcaires noirs au Crétacé inférieur, vu qu'ils sont normalement disposés sur les calcaires tithoniques. M. MRAZEC et G. MURGOCI (42, 55 a) considèrent les horizons inférieurs des calcaires comme appartenant au Dogger. M. IONESCU-BUJOR (26) englobe dans le Lias la Formation de Schela, les conglomérats, les grès et les arkoses situés à la base des calcaires et une partie des schistes marneux-argileux noirs d'au-dessus. Les calcaires appartiennent au Malm-Néocomien, tandis que le Crétacé inférieur est représenté par les schistes argilo-calcaires de la Valea Schela. M. STRECKEISEN, en reprenant la coupe géologique de Vai de Ei dans l'hypothèse d'une transition du Verrucano vers les dépôts supérieurs, se demande si les calcaires ne représenteraient pas une série triasique, sur laquelle suivrait normalement une série liasique constituée par des schistes ligneux. A la suite des observations faites dans le Plateau de Mehedinți (54), il estime que les sédiments de Vai de Ei et les schistes calcaires noirs doivent être également attribués au Crétacé inférieur (faciès des couches de Sinaia), tandis que les calcaires seraient tithonique-néocomiens. Quant aux conglomérats, grès et arkoses, il les considère — étant donné leur position stratigraphique à la base des calcaires tithoniques et leur analogie avec les grès et les arkoses de la région de Mehadia — comme liasiques. Pendant l'excursion de l'automne de 1933, MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU eurent l'impression que, dans la région de Văləri-Suseni, il s'agirait peut-être d'une série triasique dans laquelle les conglomérats, les grès et les arkoses représenteraient le Werfénien, les calcaires, le Trias moyen et les schistes calcaires noirs, le Trias supérieur.

De cet aperçu historique, il ressort que pour la série constituée de conglomérats-grès-arkoses, calcaires et schistes calcaires noirs, les opinions relatives à l'âge de ces sédiments peuvent se résumer ainsi. Certains auteurs considèrent les sédiments de cette région comme une série triasique qui s'élèverait éventuellement jusqu'au Lias. Une autre interprétation, à laquelle se rallient presque tous les auteurs, attribue aux calcaires l'âge tithonique-néocomien. Ils s'appuient sur les restes de fossiles rencontrés dans les calcaires, sur leur faciès et leur continuité au moins jusque dans le Plateau de Mehedinți où leur âge est mieux prouvé. Cependant, pour pouvoir résoudre la stratigraphie du sédimentaire méridional, il faut que nous rencontrions un fossile caractéristique dans l'une des trois formations (conglomérats - grès - arkoses, calcaires ou schistes calcaires), puisque nous



avons des motifs sérieux pour considérer le sédimentaire comme formant une série continue. Mais jusqu'à cette éventuelle identification, nous sommes obligés d'admettre, pour tout le complexe, l'âge jurassique-crétacé inférieur. Les restes de fossiles appartenant aux schistes calcaires noirs, paraissent correspondre à certaines formes crétacées. Mais le matériel dont nous disposons maintenant est insuffisant pour une détermination plus sûre. Les fragments de Lamellibranches, Brachiopodes et Coraux rencontrés par M. STRECKEISEN (84) dans les calcaires du plateau de Mehedinți, l'ont conduit à considérer la couverture calcaire du Sud, comme Tithonique par comparaison avec les calcaires de Stănuleț (59) et de la région de Băile Herculane, dans lesquels on trouve des fossiles jurassiques. Les Bélémnites citées par M. IONESCU-BUJOR (26) dans les grès et les arkoses, qui se trouvent au-dessous des calcaires situés sur les crêtes de la Valea Bistricioara (Boroșteni), constituent également un indice de l'âge jurassique. Enfin, le développement du sédimentaire vers l'W dans les faciès de moins en moins métamorphisés et de plus en plus caractéristiques pour le Lias-Dogger, le Tithonique-Néocomien et le Crétacé inférieur, nous autorise à admettre cette interprétation. Le développement du Verrucano en lentilles discontinues, puissamment laminées et la superposition des autres conglomérats dont la structure n'est nullement influencée par les actions dynamiques nous font supposer une lacune stratigraphique entre les deux sortes de conglomérats. Le Verrucano correspondrait ainsi à un horizon tectonique, le long duquel glissèrent ces sédiments supérieurs. Dans les endroits où le Verrucano fait l'impression de passer graduellement à des calcaires, la transition ne doit être qu'apparente, car M. MRAZEC (44) dit : « entre le Verrucano et les calcaires se produit alors, par métamorphisme, une véritable soudure (Vai de Ei) ».

ZONE DE BORZII VINEȚI

A Lunca Mare, le défilé du Jiu est dominé par les parois abruptes, impressionnantes, de Borzii Vineți—Gropul, constituées par des calcaires blancs, à la base desquels se trouvent des grès et arkoses calcaires reposant sur « les granites porphyroïdes laminés de Borzii Vineți ». Ce complexe forme un synclinal incliné vers le S, faiblement pincé dans les schistes cristallins. Les bancs de granites porphyroïdes laminés plongent vers le S et s'ennoient sous les calcaires, tandis que les schistes cristallins du soubassement plongent vers le NW. C'est une discordance qui peut être parfaitement remarquée sur le terrain, si l'on considère le panorama du point trigonométrique Gropul vers les sources de la Valea Sârbilor.

La zone de Borzii Vineți peut être poursuivie vers l'W dans Valea Bratcu, Valea Porcu jusqu'à Buliga. Plus à l'W, dans la Valea Șușiței, on rencontre encore un petit lambeau de calcaire. Il en est de même dans la Valea Suseni,



la Culmea Muncel—Dobrița et Sănunele, où l'on trouve des granites porphyroïdes faiblement laminés et très semblables au granite de Tismana. Sur les crêtes, ils sont altérés et acquièrent un aspect qui n'est plus caractéristique. Souvent dans cette partie, les schistes cristallins sont imprégnés de feldspaths, ce qui nous empêche de les distinguer des granites. La présence des granites porphyroïdes à l'W de la région, c'est-à-dire au voisinage du granite de Tismana et des schistes granitisés pareils aux granites, nous font entrevoir plusieurs possibilités pour expliquer au moins ce que nous nommons granites dans la zone de Borzii Vineți. Décrivons premièrement le caractère pétrographique des roches.

Les calcaires présentent un aspect marmoréen ; leurs horizons supérieurs sont un peu plus compacts. La base des calcaires est également formée de grès et arkoses d'un blanc jaunâtre, bien rarement laminés, mais conservant généralement assez bien leur structure sédimentaire.

Granites porphyroïdes laminés. Examinés à l'oeil nu, ils font l'impression de certains schistes chloriteux laminés, surtout lorsque les phénocristaux de feldspath potassique manquent complètement. Le quartz forme des grains allongés le long des plans de schistosité et l'orthose est disposée en cristaux, de 7—8 cm de longueur, répartis tout à fait irrégulièrement dans la masse fondamentale. Au microscope, les effets du laminage sont évidents. La masse fondamentale, sériciteuse, est disposée en bandes plissées, à zones étroites de biotite tabulaire ou allongée, généralement transformée en chlorite ou séricite ; parfois on y observe des phénomènes d'altération atmosphérique (couleur brune caractéristique). Souvent la biotite conserve encore un fin réseau de sagénite. Des chapelets d'épidote, des agglomérations de titanite, du minerai et de l'apatite constituent la masse fondamentale verte. Les actions mécaniques se sont puissamment exercées sur le quartz et l'orthose. Les cristaux de quartz présentent des extinctions roulantes, qui leur impriment l'aspect de macles. Les grains de quartz sont fréquemment rompus et racommodés par un fin mortier quartzeux. Le quartz est broyé en petits grains ou forme un mortier uniforme. Les phénocristaux d'orthose sont traversés en tous sens par les étroites bandes du tissu sériciteux qui séparent les phénocristaux en granules plus petits, un peu déplacés parfois les uns par rapport aux autres.

La zone de Borzii Vineți pourrait représenter une lame sans racine située entre l'Infragétique et l'autochtone. La discordance évidente qui existe, sur la crête de Gropul-Tenia, entre cette zone et le soubassement, nous autorise à tenir compte d'une telle possibilité. D'autre part, les observations faites plus à l'W, nous déterminent à considérer que la zone de Borzii Vineți est l'autochtone soumis à des actions tectoniques exercées dans des condi-



tions particulières, et que le sédimentaire le recouvre normalement. En ce cas, nous devons admettre que le granite de Tismana s'insinue le long de cette zone parmi les schistes cristallins qu'ils injectent fortement. Pendant le Permien, le soubassement a été soumis à un régime continental tropical, qui l'a désagréé et a produit les phénomènes d'altération atmosphérique. Les textures pareilles à celles du Verrucano, pourraient être dues aux mêmes causes. On doit admettre — dans cette interprétation — que les grès, les arkoses et les calcaires appartiennent à la série sédimentaire méridionale.

Nous devons nous en tenir à ces hypothèses, tant que les relations du granite de Tismana avec le granite de Șușița et le toit des schistes cristallins demeureront inconnues.

IV. OPHIOLITES

Les ophiolites, représentées notamment par des serpentines et des diabases, apparaissent, dans cette région, parmi les sédiments mésozoïques de l'Infragétique et en association avec eux. Elles correspondent aux ophiolites récentes étant, d'après M. STEINMANN (80), en relation avec l'orogénèse méso-crétacée. Elles sont distribuées de telle manière, qu'elles donnent l'impression d'appartenir à deux horizons, à savoir : l'un supérieur, situé immédiatement sous le plan de charriage et un autre inférieur, développé surtout dans les schistes noirs phylliteux, sous la Formation de Schela. D'ailleurs, les deux séries d'affleurements ophiolitiques doivent appartenir à la même phase magmatique.

Le long de la surface de charriage, de concert avec les sédiments fortement disloqués et mylonitisés, apparaît une série de serpentines lenticulaires, dont les plus accessibles sont situées au pied du Dealul Măgura, de la Valea Merișoara jusqu'à la Valea Căprișoara et à l'W de la Valea Sohodol jusqu'à la Valea Braia. Au S sur la ligne de contact anormal, entre le cristallin de la Nappe gétique et les schistes marneux-argileux noirs, affleurent également des serpentines dans le talweg des vallées, au N de Giulava. Mais cette fois-ci elles ne forment point des masses compactes. Des morceaux plus ou moins anguleux ou ovales de serpentines sont englobés dans une pâte verdâtre. A l'oeil nu, la roche se présente sous l'aspect d'une brèche serpentineuse. Plus à l'W, toujours dans cette région, dans la Valea Socilor, on rencontre en même temps que les schistes noirs, des interstratifications de roches vertes, parfois à structure diabasique, d'autres fois à structure de tufs diabasiques. Ceci nous autorise à nous demander si ces intercalations font partie de la phase magmatique qui a produit les serpentines, ou bien si elles sont intimement liées à la sédimentation des dépôts dans lesquels nous les rencontrons? Dans les horizons inférieurs de l'Infragétique, à la Valea Stolojoaia, les serpentines



apparaissent dans les schistes phylliteux noirs. Elles sont entassées ici et semblent être venues sous les calcaires de Posada et Pietriceaua — Pietrele Albe, par voie tectonique.

Ce sont des roches d'un vert foncé. La plupart des serpentines sont constituées par une pâte, où l'on ne distingue que des minéraux (antigorite ou chrysotile) appartenant au groupe des serpentines à structure réticulée. On observe souvent dans les serpentines, des structures relictiques périclitiques ; en ce cas, les cristaux de pyroxène monoclinique (diallage) sont traversés par un réseau de serpentines. A un stade plus avancé de transformation, les pyroxènes forment de petits granules disposés dans la masse de la serpentine. La magnétite et l'ilménite apparaissent en rangées, ou sous forme de cristaux bien individualisés.

Dans cette région on rencontre, avec les serpentines, des roches vertes pareilles aux prasinites. Elles sont formées d'épidote (40%), de hornblende verte (20%), de feldspath (20%), de chlorite, de minerai etc. Quelques-unes de ces roches présentent des structures analogues à celles des diabases. Il est possible cependant que l'épidote qu'elles contiennent soit un produit de contact. Ainsi les serpentines rencontrées au pied du Dealul Măgura présentent-elles une auréole de roches vertes compactes, extrêmement dures et constituées à peu près uniquement d'épidote. Les phénomènes de contact des serpentines avec les sédiments environnants ne se laissent pas facilement reconnaître à cause des mouvements postérieurs à l'intrusion des serpentines, lesquels ont produit de nombreuses dislocations et ont effacé en grande partie ces contacts.

Le long de la ligne de charriage, on a décrit (13, 38, 47, 55) des gabbrodiorites, des gabbros saussuritisés, des périclitites et des pyroxénites accompagnant les serpentines. L'association de ces roches basiques et ultra-basiques, prouve que le magma ophiolitique s'est différencié dès le commencement en une série de roches dont les plus basiques ont constitué les types extrêmes de différenciation. Il semble qu'au moins une partie des serpentines se sont consolidées comme telles. Quant aux serpentines, dont les structures relictiques se conservent encore, nous pouvons les considérer comme résultant d'une serpentinitisation des minéraux primaires. Il est fort possible que le phénomène de serpentinitisation se soit accompli dans la phase même de la consolidation des magmas, représentant plutôt un phénomène autopneumatolytique (55). Dans la Valea Căprișoara, les blocs de calcaire sont traversés, le long des fissures, par les serpentines et acquièrent l'aspect de véritables ophicalcites.

L'intrusion des ophiolites a été en relation avec « la faille » comprise entre le I-er et le II-ème groupe (47, 44), laquelle représente, comme on l'a constaté plus tard, une importante ligne tectonique (50, 51, 59) selon laquelle le I-er groupe (la Nappe gétique) chevauche le II-ème groupe (l'autochtone). Le



long de cette zone de faible résistance, le magma ophiolitique a pu s'infiltrer plus faiblement, en pénétrant aussi parmi les dislocations qui se formaient dans l'Infragétique. Sous l'action du refoulement et du mouvement ascendant de la Nappe gétique, les sédiments de l'Infragétique ont été forcés de glisser sur le soubassement autochtone, charriant avec eux des lentilles ophiolitiques. C'est de cette façon que l'on peut s'expliquer la présence des schistes noirs phylliteux, associés aux serpentines de la Valea Stolojaia.

Il est encore à remarquer que parmi les schistes cristallins de la partie frontale de la nappe, nous avons rencontré dans la Valea Suseni, un filon de roche altérée et très peu caractéristique, mais qui observée au microscope, ressemble aux roches vertes situées au voisinage des serpentines. G. MURGOCI (55) affirme que dans le lambeau de couverture et dans la région frontale de la nappe (Baia de Aramă et Vălari), on rencontre des diabases et des serpentines, qui traversent les roches du I-er groupe (Nappe gétique) et qui selon l'auteur, sont fort probablement en relation avec les diabases et les serpentines du Mésozoïque, apparues lors du charriage.



TECTONIQUE

En grandes lignes, la tectonique des Carpatés méridionales paraît être en partie élucidée. Les lignes principales de dislocation, tracées par M. MRAZEC et MURGOCI et confirmées par M. STRECKEISEN, ne changeront probablement pas de longtemps. En échange, la pétrographie des Carpatés méridionales a encore à parcourir un chemin assez long et pénible, mais il n'y a que par elle que l'on pourra déchiffrer la tectonique des sous-unités, extrêmement importante et assez compliquée dans le détail. Chaque unité en présente de nombreux exemples qui confirment pleinement ces suppositions.

Lorsque le problème des granites, avec leur cortège de phénomènes d'assimilation, de contact, avec leurs structure et texture si variées, sera élucidé, tout le cristallin autochtone se présentera sous un autre aspect. Il en est de même pour les relations tectoniques entre les différentes séries cristallines de l'autochtone, lesquelles sont assez peu connues. Même là où elles se distinguent, elles doivent être poursuivies et confirmées sur de grandes distances.

La structure interne de l'Infragétique n'est pas encore précisée. Les variations de faciès dans les séries sédimentaires sont fréquemment dues à la superposition tectonique de certains paquets sédimentaires qui ont glissé sous l'influence de la Nappe gétique. Nous considérons quelques-uns de ces sédiments comme en place et s'y conservant plus ou moins bien, tandis que d'autres ont été sûrement transportés plus loin.

De ces quelques exemples il ressort que pour interpréter plus exactement ces sous-unités il faudrait les poursuivre sur de grandes distances.

NAPPE GÉTIQUE (CRISTALLIN DU LOTRU)

Le développement des schistes cristallins du I-er groupe, sur les deux versants des Munții Vulcan, prouve ici, plus qu'ailleurs, que la Nappe gétique couvrait une fois entièrement le cristallin des Munții Vulcan. Par des processus postérieurs de soulèvement axial et d'érosion, le soubassement autochtone apparaît au jour formant ainsi une fenêtre sous la Nappe gétique. La présence de la partie frontale de la nappe ¹⁾ dans la région de Văləri, nous autorise à

¹⁾ Sur le versant gauche de la Valea Suseni, il a existé autrefois un bloc de calcaire blanc, compact, situé sur le cristallin et couvert par des dépôts tertiaires récents. Pendant



la considérer comme une continuation du cristallin de Polovraci et de celui du Plateau de Mehedinți. C'est pour cette raison, que les massifs des Munții Vulcan, Parâng et Cerna apparaissent sous la forme d'une énorme fenêtre de l'autochtone. La région frontale de la nappe est visible à Vâlari et dans le Plateau de Mehedinți, ailleurs elle est couverte par les dépôts néogènes. La structure interne du Cristallin du Lotru ne peut guère être appréciée en cette région à cause de son uniformité pétrographique et de son développement réduit. On peut cependant affirmer que la structure du cristallin de la nappe fait partie de l'ancien plissement (hercynien) et que pendant le paroxysme mésocrétacé, les forces tangentielles mirent en mouvement le Cristallin du Lotru, qui glissa en bloc sur le II-ème groupe, en produisant la Nappe gétique. Le cristallin de la Nappe gétique n'a été influencé par le plissement mésocrétacé qu'à la base du plan de charriage, où l'on observe un broyage et un laminage, sur des zones très réduites.

STRUCTURE DE L'AUTOCHTONE (CRISTALLIN DU PARÂNG)

Le Cristallin du Parâng représente un complexe polymétamorphique à structure sûrement hercynienne et même plus ancienne. Sur celle-ci s'est superposé le plissement mésocrétacé, déterminant ainsi la structure actuelle.

Dans la région dont nous nous sommes occupés, les roches d'origine éruptive ont à peu près le même développement que les schistes cristallins. Nous pourrions même affirmer que les schistes cristallins prédominent. Les roches sont disposées en quatre zones dirigées approximativement ENE-WSW, à plongement NW, à l'exception des amphibolites qui forment une large voûte anticlinale. Cette disposition des séries cristallines a été déterminée par les anciens mouvements tectoniques; ceci est prouvé notamment par les dépôts mésozoïques pincés le long des zones de fracture et de faible résistance. Le cas du synclinal de Rafaila-Jiu, qui traverse la zone des schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș et les différents faciès du granite de Șușița, sous un certain angle, est typique. Il en est de même pour le synclinal de Futeciu-Izvoarele Șușiței qui s'installe le long de la zone tectonique de Pasul Vulcan—Jiu—Vârful Reci. Ces observations indiquent premièrement que la structure du Cristallin du Parâng était nettement tracée après l'orogénèse hercynienne et deuxièmement que les forces mésocrétacées ont été assez violentes.

Il est très difficile de distinguer et de séparer les différents mouvements orogéniques qui ont collaboré pour imprimer la structure zonée rencontrée

une dernière excursion, nous avons observé qu'il y avait disparu, ayant été employé par les habitants pour fabriquer de la chaux. Il est probable que ce bloc représentait le reste de la couverture sédimentaire du cristallin de la nappe.

aujourd'hui, justement à cause de la superposition de ces mouvements. Nous n'aurons apprécié suffisamment les discordances angulaires éventuelles, qui marquent généralement les cycles orogéniques, vu qu'elles ont été généralement transformées en concordances tectoniques. C'est pourquoi, nous avons taché de tenir compte surtout des relations géologiques et pétrographiques qui existent entre les différentes séries cristallines de l'autochtone. A l'appui de ces observations, nous avons essayé de distinguer l'évolution dans le temps du Cristallin du Parâng.

Partant de l'opinion de M. MRAZEC, qu'«il n'est pas encore exclu que la série cristallophyllienne ancienne ne comprenne même par endroits le Paléozoïque supérieur» que «très probablement la majeure partie, si non la totalité des schistes cristallins, appartient à un système paléozoïque inférieur au Carbonifère (44)», nous nous sommes efforcés de préciser cette interprétation.

Voici nos observations.

1. Les enclaves de calcaires cristallins à minéraux de contact, que l'on rencontre dans les amphibolites et à leur contact avec la série de Lainici-Păiuș, nous incitent à les attribuer à un horizon plus inférieur, calcaire-argileux, de la série de Lainici-Păiuș, digéré en partie par les roches amphiboliques. Certains gneiss mylonitisés chlorito-sériciteux de la zone tectonique indiquent également des influences de contact. Les calcaires cristallins de Stăncești-Arșeni, métamorphisés par les granites, appartiennent indubitablement à la série de Lainici-Păiuș et paraissent correspondre à des horizons plus inférieurs. Comme nous l'avons déjà dit, entre les amphibolites et la série de Lainici-Păiuș, il existe une zone de dislocation. le long de laquelle les relations de structure ont beaucoup souffert.

2. Les enclaves d'amphibolites dans les granites prouvent que les roches amphiboliques étaient déjà à l'état de schistes cristallins, lors de l'intrusion des granites.

3. A en juger d'après les caractères pétrographiques nous croyons que la série clastique représente le détrit *in situ* de l'ancien noyau amphibolique soumis à l'orogénèse hercynienne. Sur la crête de Căndet-Dumitra la limite entre les amphibolites et la série clastique témoigne en faveur de cette interprétation, en marquant une discordance angulaire (le plongement des amphibolites est SE, celui de la série clastique NW).

4. Comme nous l'avons vu, le granite gneissifié puissamment, par injection, la série de Lainici-Păiuș. On rencontre les injections granitiques telles quelles, ou bien sous la forme de massifs granitiques, dans les amphibolites et la série clastique.

Il ressort donc, que les intrusions les plus anciennes correspondent à certains magmas dioritiques et gabbroïdes, lesquels apparaissent sous le faciès des amphibolites. Les roches granitiques en échange correspondent à des intrusions plus récentes par rapport à celles des amphibolites. En tenant

compte des injections granitiques et de leurs phénomènes de contact, la plupart des schistes cristallins peuvent être d'âge antégranitique; mais une partie de ces schistes (la série de Lainici-Păiuș) semblent être plus anciens que les amphibolites et une autre partie (la série clastique) paraît plus récente ou ayant le même âge que les amphibolites.

Ainsi qu'il ressort de ces considérations, nous pourrions admettre, en ce qui concerne l'enchaînement, dans le temps, des roches cristallines de cette région, les grands cycles suivants. Le cycle calédonien auquel appartient, comme formation sédimentaire, la série de Lainici - Păiuș, les amphibolites représentant peut-être les roches éruptives en relation avec l'orogénèse calédonienne. Le cycle hercynien, pendant lequel se forme la série clastique; c'est durant l'orogénèse hercynienne que s'effectue l'intrusion des granites et leur injection dans le toit schisteux, déterminant une influence thermique ou pneumatolytique dans les trois formations plus anciennes (série de Lainici-Păiuș, amphibolites et série clastique). Le cycle alpin est représenté par les dépôts sédimentaires de l'Infragétique et les éruptions ophiolitiques; nous nous en occuperons dans le chapitre suivant. Cependant les plissements mésozoïques ont exercé une grande influence sur l'autochtone.

Il est impossible de séparer les effets des anciens mouvements de ceux des mouvements alpins, même si nous pouvions entrevoir, par cette voie indirecte, la succession dans le temps des séries cristallines. Les anciens plissements ont produit, dans l'autochtone, des lignes de fracture partiellement visibles, des zones de dislocation qui, lors du plissement mésocrétacé, ont favorisé les déplacements horizontaux. Les phénomènes de cataclase et de laminage si fréquents et caractéristiques dans le Cristallin du Parâng, sont dus à ces mouvements.

Comme nous l'avons démontré, les quatre zones cristallines ont des affinités, à savoir: les amphibolites avec la série clastique et les granites avec la série de Lainici - Păiuș. Elles se comportent comme deux plis anticlinaux, ou comme deux blocs, qui produiront, par leur mouvement relatif, la zone de mylonitisation et d'écrasement de Pasul Vulcan - Jiu - Vârful Reci. Il est possible que sous l'influence des mouvements alpins, le pli anticlinal du N chevauche les schistes cristallins de la série de Lainici - Păiuș, qui font l'impression de s'enfoncer sous ce bloc. Les affinités visibles entre le pli septentrional et l'Infragétique nous font supposer qu'il n'existe point une rupture considérable entre les cycles orogéniques plus anciens et le cycle alpin.

STRUCTURE DE L'INFRAGÉTIQUE

On peut étudier les effets du plissement mésozoïque sur les dépôts de l'Infragétique, lesquels ont supporté uniquement cette orogénèse. La Nappe gétique a entraîné, dans son mouvement, tout le Complexe infragétique,



le forçant parfois à glisser sur de bien grandes distances. Si le glissement des horizons supérieurs, en particulier, n'est pas douteux, nous ne pourrions affirmer que la série infragétique tout entière soit en position parautochtone. Dans ces sédiments nous devons distinguer une série autochtone et une autre parautochtone. Au S, le Verrucano par exemple, représente les sédiments formés sur place, mais qui ont souffert de puissants laminages causés par les mouvements du sédimentaire et de la nappe. Au N, comme nous l'avons déjà vu, les affinités des conglomérats avec la série clastique nous empêche de savoir s'il faut les ranger à la base de l'Infragétique ou dans le soubassement cristallin. Là où les conglomérats font complètement défaut, les caractères pétrographiques des schistes noirs phylliteux nous font croire qu'ils se sont formés aux dépens des schistes cristallins de cette région. Nous considérons que le sédimentaire du versant septentrional jusqu'à la Formation de Schela y comprise, fait partie de l'autochtone des Munții Vulcan (sur la série clastique et les amphibolites). On peut toutefois admettre que même les lentilles situées sous le plan de charriage appartiennent à la même série. Le mouvement N—S de la Nappe gétique a plus ou moins déplacé les horizons inférieurs de la série sédimentaire septentrionale, tandis que les horizons supérieurs se sont avancés approximativement jusqu'à la bordure méridionale, et par conséquent ils ne représentent plus une série transgressive mais auraient une position parautochtone. Par la translation, ils ont été entassés et pincés le long des zones de dislocation, ou des lignes de fracture, qui existaient dans le soubassement (le synclinal du Futeciu - Isvoarele Șușiței, le synclinal de Rafaila — Jiu). C'est toujours grâce à ce glissement qu'ils se superposèrent tectoniquement ou charrièrent les sédiments de l'autochtone du versant méridional (Verrucano). Dans cette interprétation, il ne serait nullement exclu que les Munții Vulcan aient été exondés après le Permien et que la mer mésozoïque ait occupé un géosynclinal situé au N de Munții Cerna-Vulcan.

La série sédimentaire méridionale — abstraction faite du Verrucano et de la Formation de Schela — peut être considérée comme étant en place ; il existe d'ailleurs entre elle et le Verrucano une lacune stratigraphique. Cette discordance a facilité, pendant le charriage, le déplacement du paquet supérieur. C'est de cette façon que l'on explique l'existence des blocs calcaires, qui flottent sur les schistes calcaires noirs à Schela, Curpen et Văləri, et celle des conglomérats, grès et arkoses de Vârful Tufai (Dobrița), qui nagent sur les calcaires. La Nappe gétique en avançant déplaçait cette plaque sédimentaire de telle manière que les horizons normalement inférieurs chevauchèrent les horizons supérieurs (les arkoses, grès et conglomérats doggériens suivent aux calcaires tithoniques, tandis que les calcaires reposent sur les schistes calcaires noirs, qui appartiennent au Crétacé inférieur).

Si la Formation de Schela reste en place, on pourrait admettre l'exis-

tence d'un mouvement tectonique postliasique, grâce auquel elle a été pincée dans le soubassement; ensuite eut lieu la transgression mésozoïque (jurassique supérieure—crétacé inférieure). Par conséquent, loin d'avoir déchiffré la tectonique de l'Infragétique, nous nous trouvons devant toute une série de problèmes, qui ne pourront être élucidés que si nous poursuivions les sédiments plus à l'W surtout dans la région du Plateau de Mehedinți - Munții Cernei, où il paraît — à en juger d'après les recherches actuelles — que le sédimentaire septentrional se relie avec celui du S. Il semble que cette région possède la clef de toute cette tectonique compliquée de l'Infragétique et c'est toujours elle qui a confirmé l'existence d'une grande nappe de charriage dans les Carpates méridionales.



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

D'après leurs caractères pétrographiques et tectoniques, les complexes cristallins et sédimentaires de la région dont nous nous sommes occupés, se groupent dans les trois unités distinctes suivantes : le Cristallin du Lotru, le Cristallin du Parâng et le Complexe infragétique.

Le Cristallin du Lotru n'est que le faciès kata-mésozonal du I-er groupe (MRAZEC) et représente la série inférieure de la Nappe gétique (MURGOCI). Ce cristallin est formé de gneiss micacés, micaschistes et amphibolites traversés de solutions pegmatitiques et aplitiques. D'après leurs textures et structures, les roches ont cristallisé dans des conditions tranquilles, à de grandes profondeurs. Le métamorphisme kata-mésozonal a eu lieu avant le Carbonifère supérieur. Pendant le plissement mésocrétacé, le Cristallin du Lotru s'est avancé sur le Complexe infragétique et sur le Cristallin du Parâng jusqu'à la bordure méridionale des Munții Vulcan ; à Vălari, la région frontale de cette nappe est encore conservée.

Le Complexe infragétique comprend les formations sédimentaires surmontant le Cristallin du Parâng et pincées sous la Nappe gétique. Pris dans son ensemble, le sédimentaire des Munții Vulcan représente une série plus ou moins unitaire qui va du Permien ou Carbonifère au Crétacé inférieur dont la plus grande partie forme la couverture normale de l'autochtone. Sous l'influence du plissement alpin, le Complexe infragétique a été en partie métamorphisé et forcé parfois à glisser sur d'assez grandes distances. L'absence des fossiles est due justement à ce métamorphisme. A cause des successions stratigraphiques différentes et des divers rapports existant entre les formations, nous avons subdivisé le Complexe infragétique dans les groupes suivants :

1. La série sédimentaire septentrionale forme une série compréhensive qui commence par le Trias inférieur (ou éventuellement par le Permien ou le Carbonifère) et finit avec le Jurassique. De bas en haut, cette série est constituée par des conglomérats, des quartzites blancs, des calcaires marmoréens en plaques, des schistes phylliteux gris noirâtre, qui passent vers la Formation de Schela. Sous le plan de charriage, on rencontre des calcaires compacts, des schistes noirs calcaires, disposés



en lentilles et associés aux roches mylonitisées et aux intrusions ophiolitiques.

2. La série sédimentaire méridionale comprend le Verrucano laminé sur lequel reposent des conglomérats, grès et arkoses blanc jaunâtre, dont la structure est exempte d'effets dynamiques. Les arkoses calcaires passent vers les calcaires blanc grisâtre et ceux-ci deviennent des schistes calcaires noirs. Ces sédiments se sont déposés peut-être entre le Dogger inférieur et le Crétacé inférieur.

Sur le versant méridional des Munții Vulcan, la Formation de Schela, en dehors du fait qu'elle n'apparaît jamais avec ces dépôts sédimentaires, est généralement pincée dans le soubassement cristallin.

3. La zone de Borzii Vineți, à laquelle s'associent des calcaires et un horizon inférieur de granite porphyroïde laminé à caractères d'altération atmosphérique évidents, a été considérée comme une lame sans racine, située entre l'Infragétique et l'autochtone. Elle pourrait également représenter le soubassement cristallin soumis à la désagrégation et à l'altération permienne, sur lequel suivrait une série analogue à celle du S, totalement dépourvue cependant de schistes calcaires noirs supérieurs.

Le Cristallin du Parâng représente un faciès appartenant au II-ème groupe (MRAZEC) et correspond à l'autochtone (MURGOCI). Il est formé par quatre zones cristallines, dirigées approximativement ENE - WSW.

1. Roches granitiques et filoniennes. Le massif de Șușița, avec ses différents faciès, offre le plus grand développement, tandis que le granite de Tismana en est subordonné.

2. La série de Lainici-Păiuș forme le toit du massif granitique. Les schistes cristallins puissamment métamorphisés sont représentés par des quartzites, schistes sériciteux et chloriteux; sous l'influence des injections aplito-pegmatitiques, ces schistes acquièrent localement des caractères mésozonaux.

3. Le complexe des amphibolites contient outre les différents types de roches amphiboliques à structures éruptives relictées, des intercalations et des enclaves de calcaires, et des schistes cristallins. Les amphibolites sont également traversées d'injections notamment aplitiques, qui ont produit des gneiss d'injection. Lors de l'intrusion des granites, les amphibolites se trouvaient déjà sous faciès de schistes cristallins.

4. La série clastique représente des schistes cristallins plus récents, formés en majeure partie aux dépens des amphibolites. Dans la constitution de cette série prédominent des schistes séricito-chloriteux, des schistes chlorito-épidotiques, des schistes amphiboliques, auxquels s'associent des roches porphyrogènes et des gneiss psammitiques. Cette série est également traversée par des injections granitiques.



La limite entre le pli anticlinal septentrional (amphibolites et série clastique) et le pli méridional (granites et la série de Lainici-Păiuș) correspond à une zone tectonique ancienne reprise dans le plissement alpin.

Le Cristallin du Parâng présente une structure interne sûrement hercynienne ou bien même plus ancienne, sur laquelle s'est superposé le plissement alpin. Il apparaît aujourd'hui en fenêtre, reposant sous la Nappe gétique.

Reçu: mai 1934.



BIBLIOGRAPHIE

1. AMBÜHL E. Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Gotthard-Massiv südlich Andermatt. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. IX, 1929, Diss. Zürich.
2. ARGAND E. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae Geol. Helvetiae*. Vol. XVI, 1916.
3. ATHANASIU S. Cours de géologie stratigraphică și generală. Facultatea de Științe, București, 1930—1932.
4. ATANASIU I. S. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (jud. Neamț). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII (1928), București, 1929.
5. BEARTH P. Die Daibazgänge der Silvretta. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. XII, 1931.
6. BOWEN N. L. The evolution of igneous rocks. Princeton, 1929.
7. CHRISTA EM. Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt*, LXXXI. Bd. Wien, 1931.
8. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer-Bocșa Montană. (Jud. Caraș, Banat) *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV (1930). București, 1931.
9. CORIN F. Le métamorphisme. *Collection des Monographies de Sc. nat. Soc. des Sc. Bruxelles*, Nr. 2, 1931.
10. DALY R. A. Igneous rocks and their origin, New-York, 1914.
11. DUMITRESCU G. Recherches sur la composition chimique de quelques roches de Carpathes roumains (Vallée du Jiu). Thèse, Genève. Bucarest, 1905.
12. GHERASI N. Note sur la géologie des Monts Godeanu et Tarcu. *Comptes rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie*, tome XX (1931—1932), Bucarest, 1934.
13. GHICA ȘT. BUDEȘTI. Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpathes méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI (1931), București, 1934.
14. — Le deuxième groupe cristallin et ses granites. *Comptes rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie*, tome XXI, 1932—1933, București. (Sous presse).
15. GOLDSCHMIDT V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. *Vidensk. Skrifter, Mat.-nat. Kl.*, Nr. 1, 1911.
16. — Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. *Vidensk. Skrifter, Mat.-nat. Kl.* Nr. 10, 1920.
17. GRUBENMANN U. Die kristallinen Schiefer. Berlin, 1910.
18. GRUBENMANN U. und NIGGLI P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Teil. Berlin, 1924.
19. HARKER A. Metamorphism. London, 1932.
20. HOFMANN K. și INKEY B. V. Harta geologică 1 : 75.000; les feuilles de « Pasul Vulcan » et « Petroșani ».
21. HOLMES A. Petrographical Methods and Calculations. London, 1921.
22. HOLMQUIST O. I. The Archaean geology of the coast-regions of Stockholm. *Guide Congr. géol.* Stockholm, 1910.



23. INKEY B. V. Die transylvanischen Alpen vom Rothenthurmpass bis zum Eisernen Thor. *Math. Naturwiss. Ber. aus Ungarn*. IX, I. Hälfte 1891, Budapest.
24. JOHANNSEN A. Essentials for the Microscopical Determination of Rock-Forming Minerals and Rocks. Chicago 1922.
25. IONESCU-ARGETOAIA I. P. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII (1914), București, 1918.
26. IONESCU-BUJOR D. Granitul de Șușița. Contribuțiuni la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali.
27. — Incluziuni de corneeană cordieritică cu andaluzită din Granitul de Șușița. *An. Ac. Rom. Mem. Sec. Șt. Ser. 2*, Vol. XXXIV, 1911—1912, București.
28. KOBER L. Das alpine Europa. Berlin, 1931.
29. LACROIX A. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. 1-er et 2-e Mémoire. Ns. 64 et 71. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 1898 et 1900.
30. LIECHTI H. Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen (Canton d'Uri) *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. XIII, 1933.
31. LUGEON M. et JÉRÉMINE E. Granite et Gabbro de la Sila de Calabre. *Bul. de l'Université de Lausanne* (Suisse), Nr. 46, Lausanne, 1930.
32. MACOVEI G. Curs de geologie stratigrafică cu privire specială la geologia României, Școala Politehnică, București, 1925.
33. MACOVEI G. et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1931), București, 1934.
34. MANOLESCU G. Das Alter der Schela-Formation. *Bull. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București, 1932.
35. — Levers géologiques dans la partie E des Monts Vulcan. *Comptes rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie*, XX (1931—1932). București, 1934.
36. MARTONNE EM. DE. Les Alpes de Transylvanie. *Revue de Géographie*, I, Paris 1907.
37. MRAZEC L. La Protogine du Mont Blanc. Genève, 1892.
38. — Contribuțiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaților de Sud și anume din județele Mehedinți, Gorj și Muscel (aussi en français). *Anuar. Mus. Geol. Pal.* pe anul 1894. Vol I, București, 1895.
39. MRAZEC L. et DUPARC L. Sur un schiste à chloritoïde des Carpathes. *C. R. Acad. Paris*, 1893.
40. MRAZEC L. Asupra clasificății cristalinelui din Carpații meridionali. *Bul. Soc. Științe București*, An. VIII, Nr. 6, București, 1899.
41. — Asupra unor conglomerate, gresii și șisturi verzi în munții Vulcanului. *Bul. Soc. Științe, București*, An. VI, 1897, București, 1897.
42. — Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897. I. Partea de E. a munților Vulcan. București, 1898.
43. MRAZEC L. et DUPARC L. Sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme exercés par la Protogine et les roches granitiques en général. *Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève*, 4-ème pér. t. 5, 1898.
44. — Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C. R. IX Congr. géol. internat. de Vienne*, 1903, Wien, 1904.
45. — Contributions à l'histoire de la Vallée du Jiu. *Bul. Soc. Științe București*, An. VIII, Nr. 4—5. București, 1899.
46. — L'état de nos connaissances actuelle sur la structure des Carpathes roumaines. Conférence tenue à Prague 1930. Prague, 1931—1932.
47. MURGOCI G. Contribuțiune la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaților meridionali români. IV Serpentinele din Urde, Muntin și Găuri. *An. mus. geol. pal. pe anul 1895*. București, 1898.



48. MURGOCI G. Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897, II. Masivul Parângu. București, 1898.
49. — Grupul superior al cristalinelui în masivul Parângu. *Bul. Soc. Ing. Ind. Min. Rom.* Vol. III, București, 1899.
50. — Contribution à la tectonique des arêtes méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 1905, 3 Juillet. *Bul. Soc. Științe București*, XVI, 1907, București, 1907.
51. — Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 31 Juillet 1905. *Bul. Soc. Științe București* XVI, 1907, București, 1907.
52. — Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpates méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 4 Sept. 1905. *Bul. Soc. Științe București*, XVI, 1907, București, 1907.
53. — Terțiarul din Oltenia (mit einem deutschen Auszug). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, București, 1908.
54. — The Geological Synthesis of the South Carpathians. *Compte Rendu. XI Congrès Géol. Intern.* 1910. Stockholm, 1912.
55. — Origina Serpentinelor în Carpații românești. D. de S. ale *Sed. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, București, 1912.
- 55 a. — Sur la Formation de Schela. *Comptes rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie*. Tome IV, (1912—1913), Bucarest, 1916.
56. NIGGLI P. Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthard-Massivs. Diss. Zürich. Beitrag zur geol. Karte der Schweiz, 1912.
57. — Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Berlin, 1923.
58. NIGGLI F. de QUERVAIN, WINTERHALTER, R. Chemismus der schweizerischen Gesteine etc. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Serie, Liefg. 14, 1930.
59. NOPCSA FR. BARON. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár (= Alba-Iulia), Deva, Ruszkabánya (= Rusca-Montană) u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XIV, Heft 4. Budapest, 1905.
60. PALIUC G. Recherches géologiques dans les Monts du Parâng (Communication préliminaire). *Comptes rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie*, XXI (1932—1933), Bucarest, 1937.
61. Première réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie à Petroșani, 1930. *Bull. Soc. Roum. Géol.* Vol. I, București, 1932.
62. REINHARDT M. Cercetări în Munții Făgărașului și în valea Jiului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, Rap. Activ în 1906—1907. București, 1908.
63. — Die kristallinen Schiefer des Făgăraș-Gebirges in den rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, 1909. București, 1910.
64. — Cercetări în regiunile șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali și occidentali. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, f. I, 1910, București, 1911.
65. — Roclele granitice-granulare ale pânzei transilvanice din Carpații de sud și est. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, f. I, 1911, București, 1912.
66. REINHARD M. und PREISWERK H. Über Granitmylonite im Aiguilles Rouges-Massiv. *Verh. Naturf. Ges.*, Basel, 1927.
67. REINHARD M. Universaldrehtischmethoden. Basel, 1930.
68. ROSENBUSCH H. Elemente der Gesteinslehre. Ed. A. Osann. Stuttgart, 1923.
- 68 a. SZADECKY J. Chloritoid-Phyllite von Surduk (Com. Hunyad). *Rev. Inh. Értesítő. Sitzungsber. d. med.-naturw. Sect. d. siebenb. Museumver.* II, *Naturwiss. Abth.*, Bd. XIX, 1897. Heft I.
69. SAVUL M. Erupțiunile de diabaze din Nordul Dobrogei. *Dări de seamă. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București, 1931.



70. SCHAFARZIK F. Reambulation in den südlichen Karpathen und im Krassó-Szörényer (Caraș-Severin) Mittelgebirge im Jahre 1909. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1909.
71. SCHMIDT O. Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților meridionali. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* XVII, București, 1931.
72. SEDERHOLM J. J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. *Bull. Comm. Géol. Finlanda*, Nr. 6, Helsingfors, 1899.
73. — On synantectic minerals. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, Nr. 48, Helsingfors, 1916.
74. — On migmatites and associated precambrian rocks of southeastern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, Nr. 58, Helsingfors, 1923.
75. SIMIONESCU I. Tratat de geologie cu exemple luate cu deosebire din România. București, 1927.
76. SPAENHAUER F. Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* XII, 1932.
77. STAUB R. Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Zürich, 1915.
78. — Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928.
79. ȘEFĂNESCU GR. Raport asupra constituției geologice a Județelor: Gorj, Mehedinți și Dâmbovița. *An. Bir. Geol.* 1882—1883, Nr. 1, și 2, București.
80. STEINMANN G. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Compte-Rendu XIV Congr. Géol. Inter.* 1926, Madrid, 1927.
81. STRECKEISEN A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* VIII,
82. — Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, XVII, București, 1930.
83. — Profilul dela Vai de Ei (jud. Gorj). *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, XVII, București, 1930.
84. — Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București, 1931.
85. STRECKEISEN A. și GHERASI N. Recherches géologiques dans les Carpathes Méridionales entre la vallée du Jiu, Caransebeș et les Portes de Fer. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XX, Bucarest, 1932.
86. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, 1931. București, 1932.
87. TERMIER M. P. Sur la genèse des terrains cristallophylliens. *Compte rendu, X, Congr. Géol. Inter.* 1910, Stockholm, 1912.
88. — Quelques résultats du Congrès de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates tenu à Bucarest en Septembre 1927. II, La zone cristalline-mésozoïque. Aperçu provisoire sur l'ensemble de la géologie des Carpates. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 1927.
89. TOULA F. Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen. Wien, 1897.
90. UHLIG V. Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. math. naturw. Klasse.* CXVI, 1907.
91. VENDI A. Das Kristalin des Sebescher- und Zibins-Gebirges. Budapest, 1932.
92. VOITEȘTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Revista Muzeului de geologie și mineralogie din Cluj*. Vol. III, Nr. 1, 1929.
93. — Le bassin de Petroșani dans le cadre géologique des dépressions carpathique internes. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București, 1932.



94. WEGMAN E. Zur Geologie der St. Bernarddecke im Val d'Hérens. *Soc. neuchateloise des Sciences naturelles*, XLVII, 1922.
 95. WEINSCHENK E. Beiträge zur Petrographie der westlichen Zentralalpen speziell des Grossvenedigerstocks. II. Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss. *Abhandl. d. II. Kl. d. k. Ak. d. Wissenschaften z. München*. XVIII. Bd. III. Teil.
 96. WERENFELS A. Geologische und petrographische Untersuchungen des Vispertales. Beitrag zur geologischen Karte der Schweiz. 26. Lieferung. III. Teil. Bern, 1924.
 97. WINTERHALTER R. Zur Petrographie und Geologie des westlichen Gotthard-Massivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* X, 1930.
 98. WINCHELL H. N. Elements of optical mineralogy. Part. II. Description of minerals. New-York, 1927.
 99. ZOUBEK. Le métamorphisme d'injection et le métamorphisme de contact dans les environs de Pelhrimov. Prague, 1927.
-



PLANCHE I



PLANCHE I

- Fig. 1. — Injection pegmatitique dans la série de Lainici-Păiuș. Défilé du Jiu à l'E du pont de Lainici, au voisinage du synclinal mésozoïque pincé de Rafaila. Le plagioclase est broyé et recimenté par un fin mortier de quartz. Nicols croisés. $\times 12$.
- Fig. 2. — Granite à texture gneissique. Culmea Urma Boului. « Sandquartz ». Nicols croisés. $\times 14$.
- Fig. 3. — Granite mylonitisé. Valea Porcului. Les phénocristaux de feldspath sont disséminés dans la masse fondamentale grenue, en déterminant des structures légèrement porphyroclastiques. Nicols croisés. $\times 14$.
- Fig. 4. — Granite mylonitisé. Valea Mare, Vai de Ei. « Structure porphyroclastique ». Nicols croisés. $\times 14$.





Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

PLANCHE II



PLANCHE II

- Fig. 5. — Aplite granitique. Défilé du Jiu, à la borne 89.²⁰⁰. Le quartz et le feldspath forment la masse microgrenue, dans laquelle on distingue des paillettes de muscovite et des grains de grenat, apatite et zircon. Nicols croisés. $\times 14$.
- Fig. 6. — Granodiorite; la roche principale du massif de Şuşiţa. Défilé du Jiu, à la borne 88.³⁰⁰. Les plagioclases idiomorphes, pourvus de microlites qui leur prêtent une couleur terreuse grise, sont entourés de feldspath potassique. La biotite est partiellement transformée en chlorite et le quartz présente des extinctions onduleuses. Nicols croisés. $\times 25$.
- Fig. 7. — Gabbro saussuritisé et ouralitisé. Défilé du Jiu, à la borne 107.⁸⁰⁰. « Structure relicte gabbroïde ». Nicols croisés. $\times 15$.
- Fig. 8. — Gneiss à biotite dans les amphybolites. Défilé du Jiu, à la borne 111.600. « Siebstruktur ». Lumière naturelle. $\times 15$.





Fig. 5



Fig. 6



Fig. 7

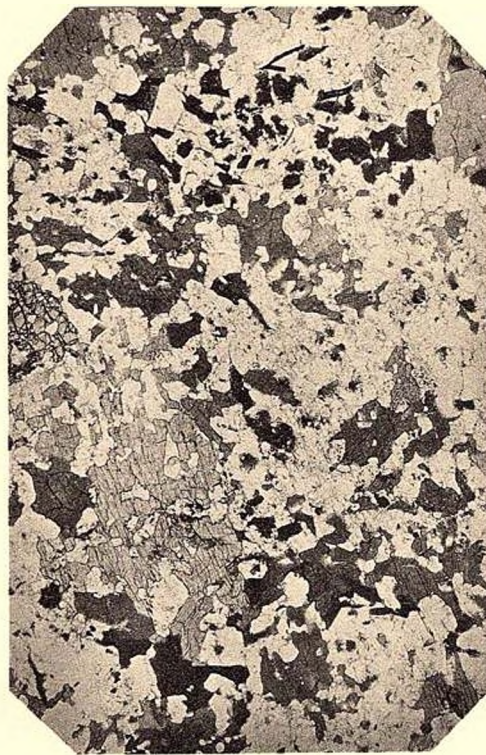


Fig. 8

PLANCHE III



PLANCHE III

- Fig. 9. — Cornéenne quartzitique à biotite et grenat. Valea Mare, Stăncești, à l'E du Jiu. Nicols croisés. $\times 25$.
- Fig. 10. — Cornéenne à grenat. Pârâul Drăgoeștilor. « Structure porphyroblastique ». Nicols croisés. $\times 15$.
- Fig. 11. — Quartzite dans la série de Lălnici-Păiuș. Nicols croisés. $\times 25$.
- Fig. 12. — Gneiss mylonitizat, chlorito-sériciteux. Zone tectonică de Pasul Vulcan-Jiu-Vârful Reci, defilă du Jiu. Nicols croisés. $\times 25$.





Fig. 9

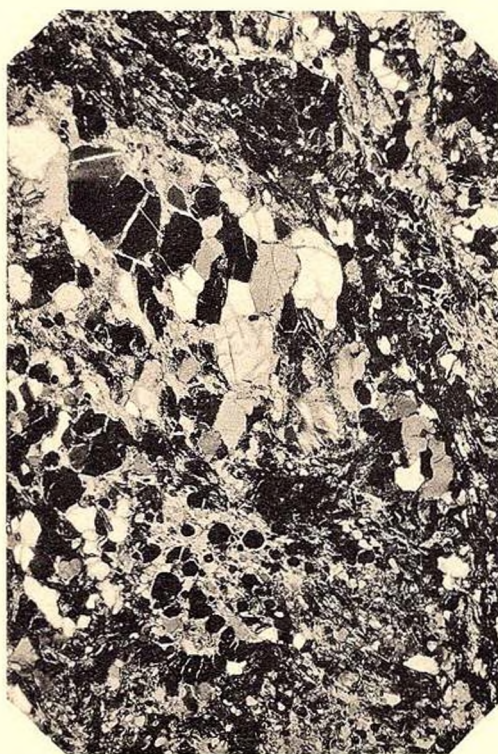


Fig. 10



Fig. 11

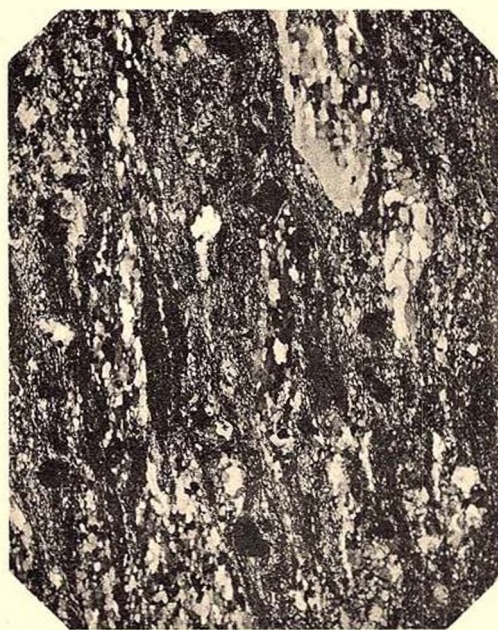


Fig. 12

PLANCHE IV



PLANCHE IV

- Fig. 13. — Roche porphyrogène. Série clastique. Valea Balea. Les phénocristaux de plagioclase présentent des contours cristallographiques et souvent ils sont entourés de bandes de séricite et d'épidote. La roche a une structure porphyrique relictique à pâte holocristalline et une texture légèrement fluidale. Nicols croisés. $\times 14$.
- Fig. 14. — Schiste séricito-chloriteux à albite. Série clastique. Défilé du Jiu. « Structure blastopsammitique ». Nicols croisés. $\times 25$.
- Fig. 15. — Schiste amphibolique. Série clastique. Valea Balea. La masse fondamentale est formée de séricite, hornblende aciculaire, épidote et quartz; on y trouve des cristaux plus gros de hornblende, disposés en bandes parallèles, qui déterminent une schistosité prononcée. Nicols croisés. $\times 25$.
- Fig. 16. — Conglomérat. Culmea Zănoaga—Vârful Negrului.



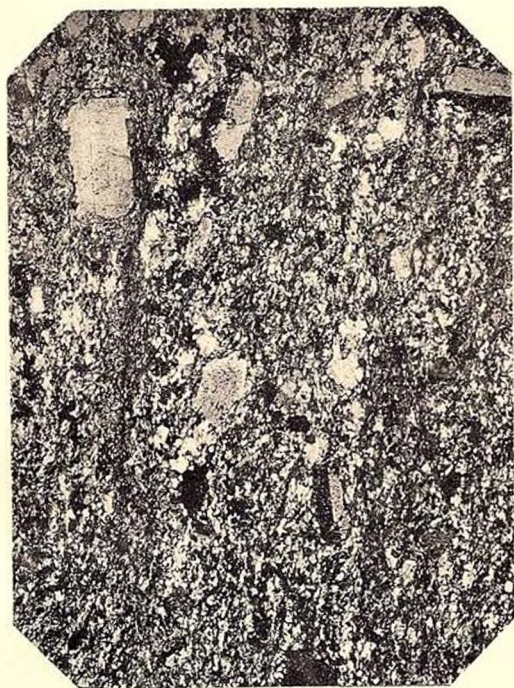


Fig. 13



Fig. 14



Fig. 15



Fig. 16

PLANCHE V



PLANCHE V

- Fig. 17. — Nodule de chloritoïde à aspect sphérolitique. Formation de Schela. Le synclinal de Rafaila-Jiu. Nicols croisés. $\times 25$.
- Fig. 18. — Conglomérat laminé. Culmea Piscul Rusc.
- Fig. 19. — Injection aplitique dans les amphibolites rubanées. Valea Braia. La disposition rubanée des amphibolites est en grande partie primaire et en partie secondaire déterminée par des injections aplitiques qui se sont insinuées plus tard.
- Fig. 20. — Des concrétions antiperthitiques dans les gneiss à biotite. Défilé du Jiu, à la borne 111.¹⁰⁰. Complexe des amphibolites. Transformation du plagioclase en microcline sous l'influence des nouveaux apports aplitiques. Nicols croisés. $\times 40$.





Fig. 17



Fig. 18

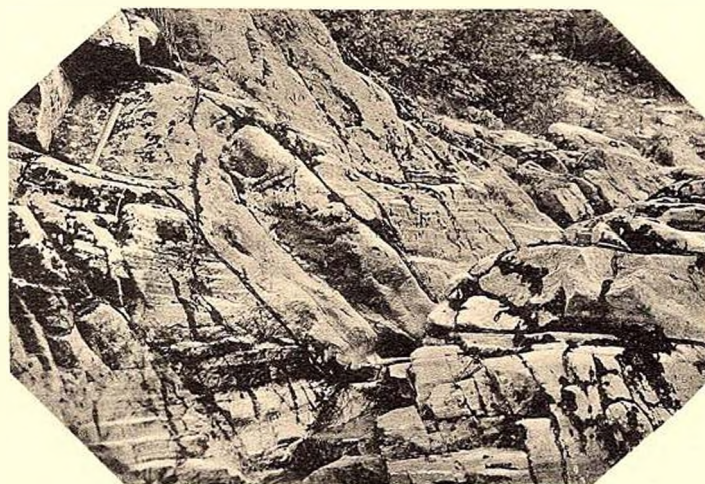


Fig. 19



Fig. 20a



Fig. 20b

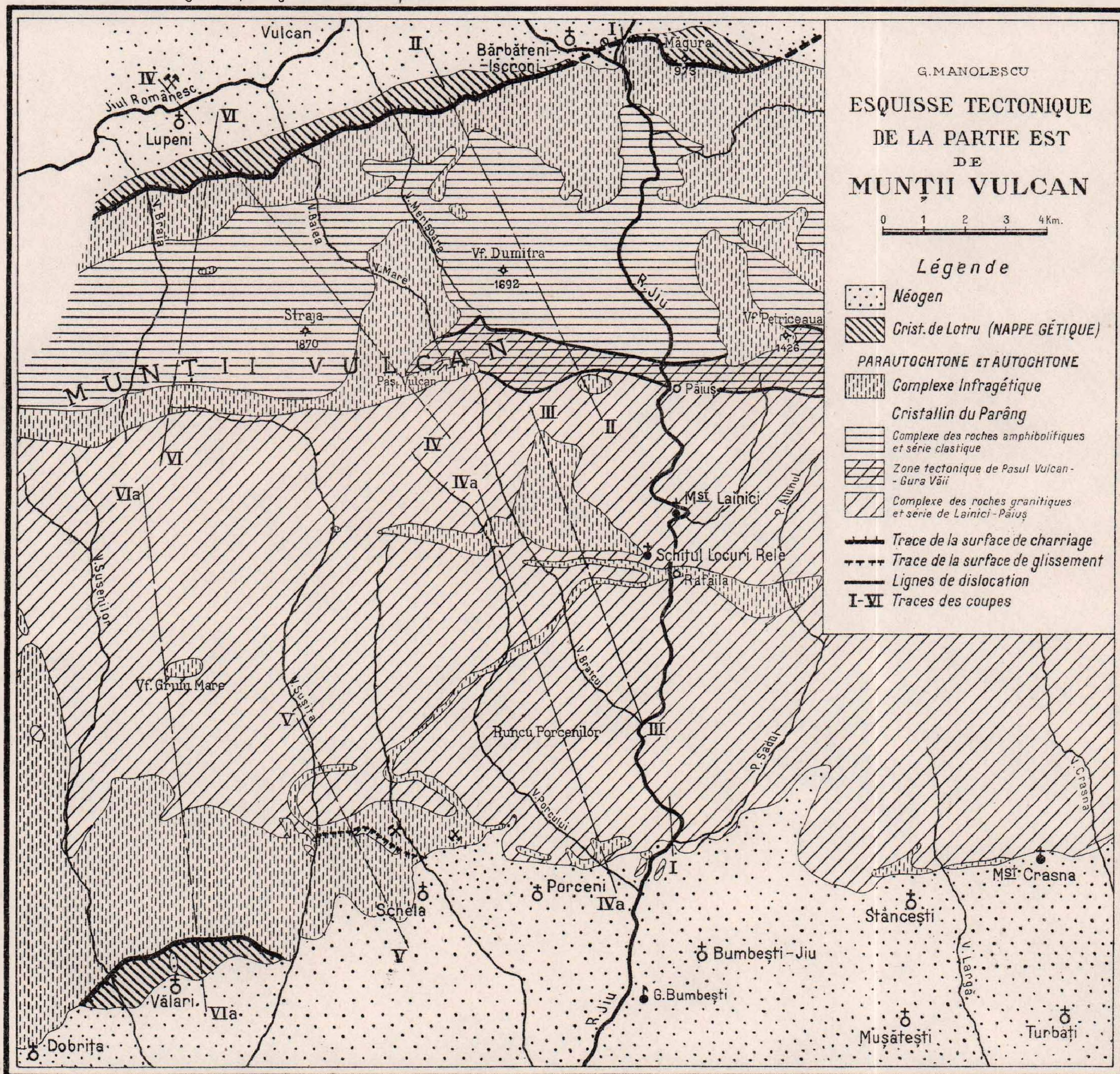
Geological map of the Stăncușeni area in Romania. The map shows various geological formations and topographic features. Key locations include Stăncușeni, Larga, and Drăgoești. The map is oriented with North at the top. The legend at the bottom identifies the geological units:

- Pliocen - Miocen (dotted pattern)
- Formation de Schela (horizontal lines pattern)
- SÉRIE DE LAINICI-PĂIUȘ (diagonal lines pattern)
- Roches de Contact (cross-hatched pattern)
- Calcaires à silicates (dotted pattern with crosses)
- Granites de Tismana (cross-hatched pattern with dots)
- Granites de Susița (cross-hatched pattern with dots)
- Granites mylonitisés (cross-hatched pattern with dots)

ÉCHELLE 1:75.000

ANUARUL INST. GEOLOGIC AL ROM: VOL. XXVI

impr. Atel. inst. Geological Rom



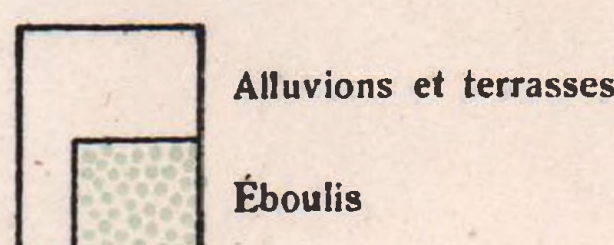
G. MANOLESCU

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE EST DES MUNȚII VULCAN

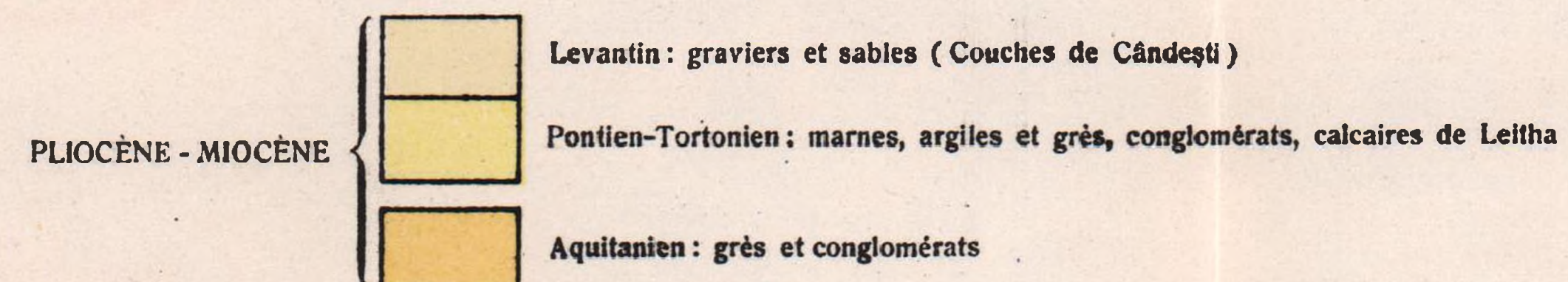
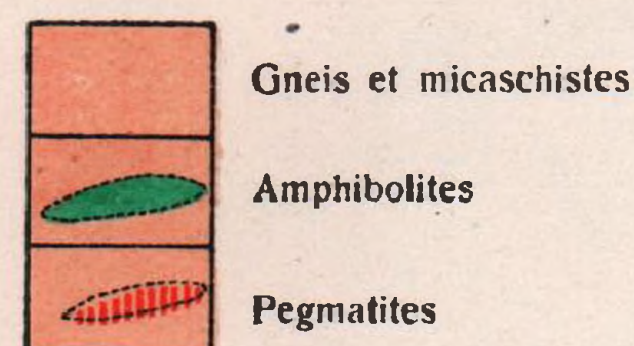
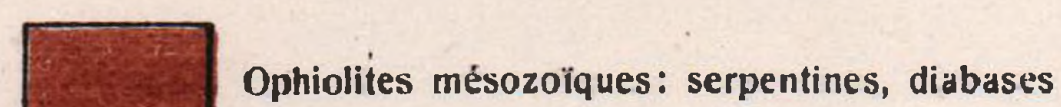
(CARPATÉS MÉRIDIONALES)

LEVÉE EN 1929 — 1933

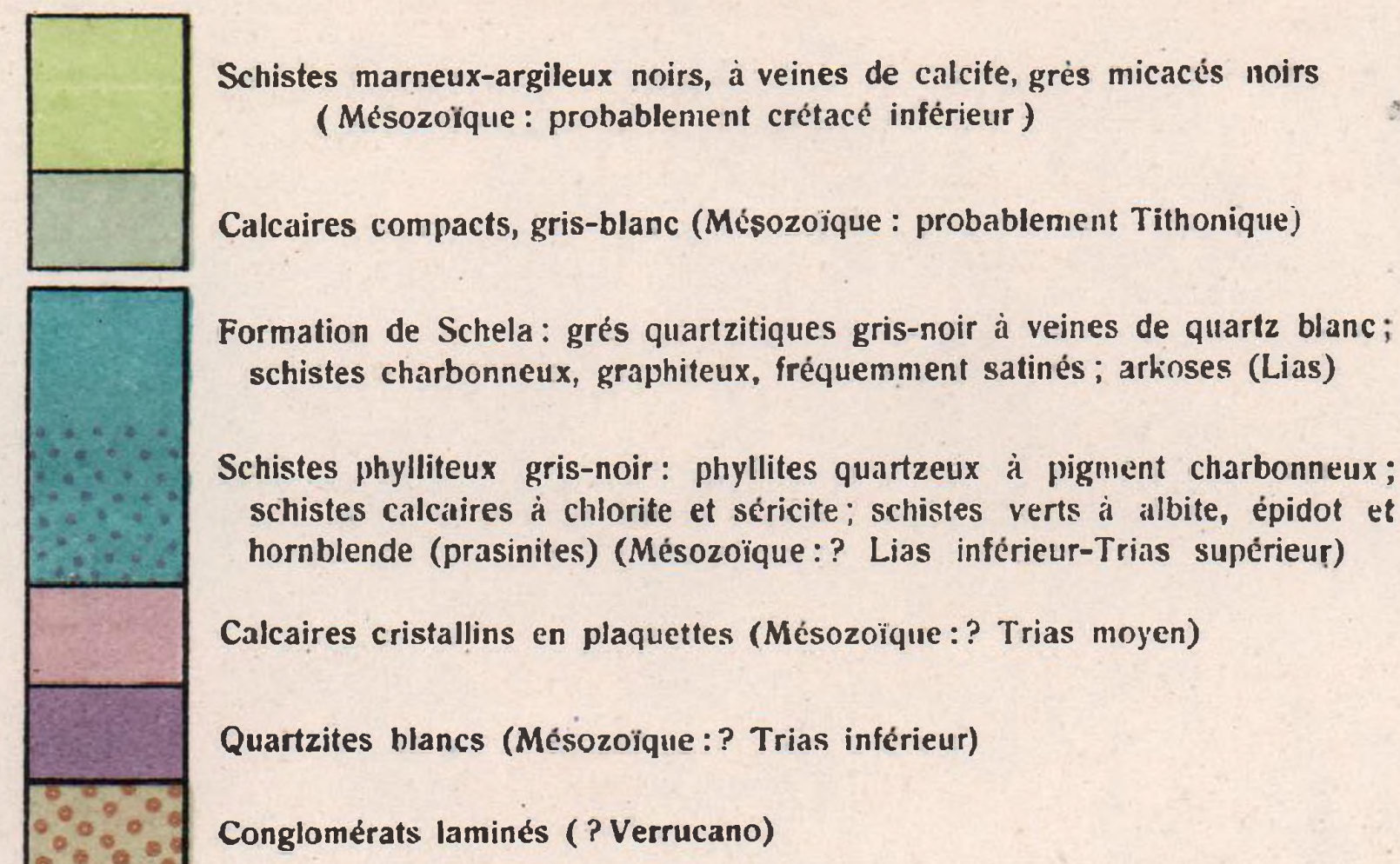
QUATERNAIRE



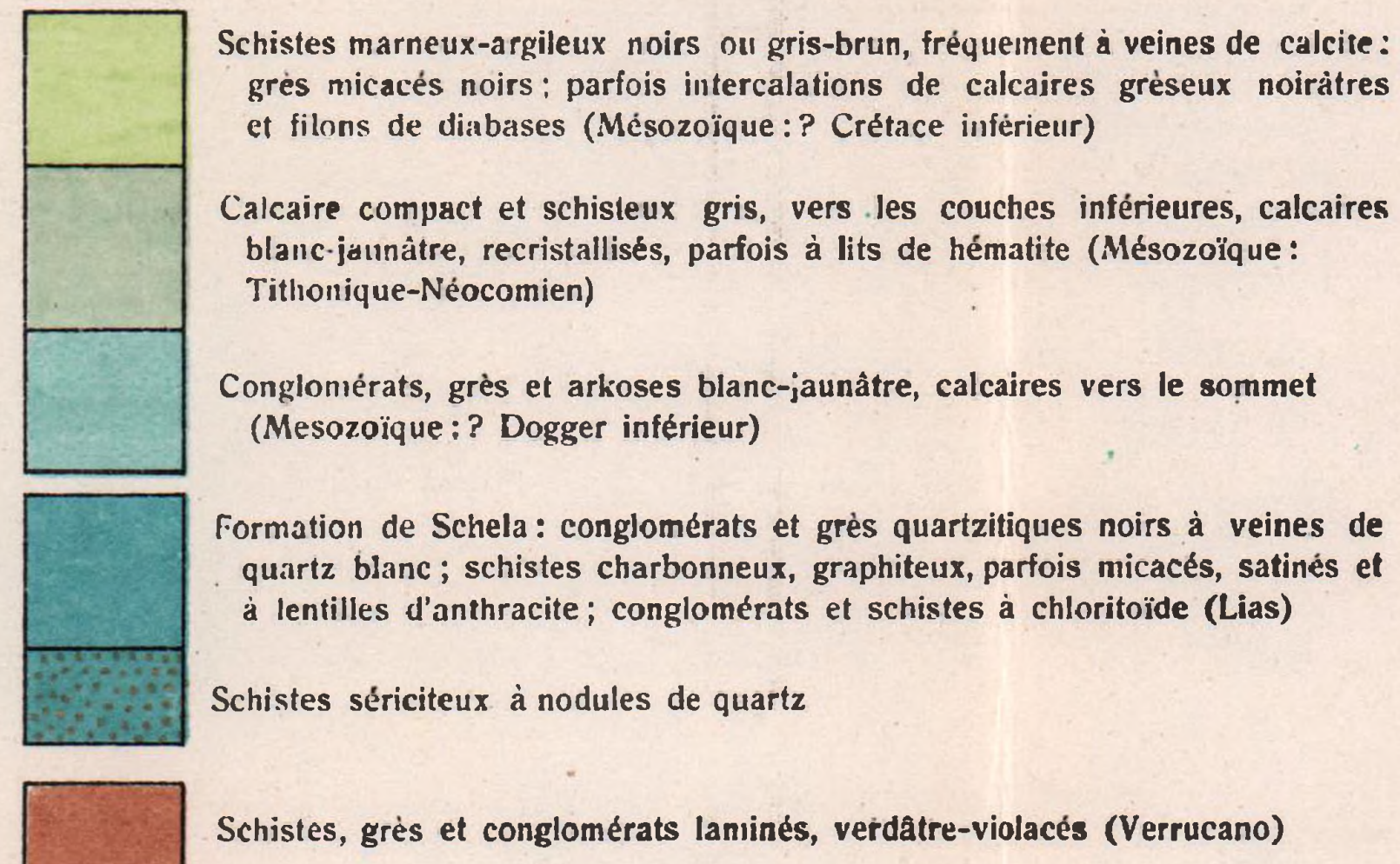
TERTIAIRE

NAPPE GÉTIQUE
CRISTALLIN DU LOTRUPARAUTOCHTONE ET AUTOCHTONE
COMPLEXE INFRAGÉTIQUE

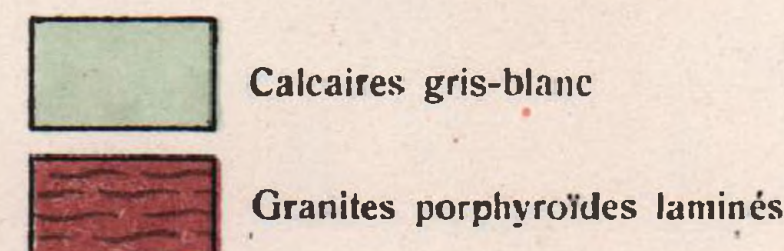
I SÉRIE SÉDIMENTAIRE DU NORD



II SÉRIE SÉDIMENTAIRE DU SUD

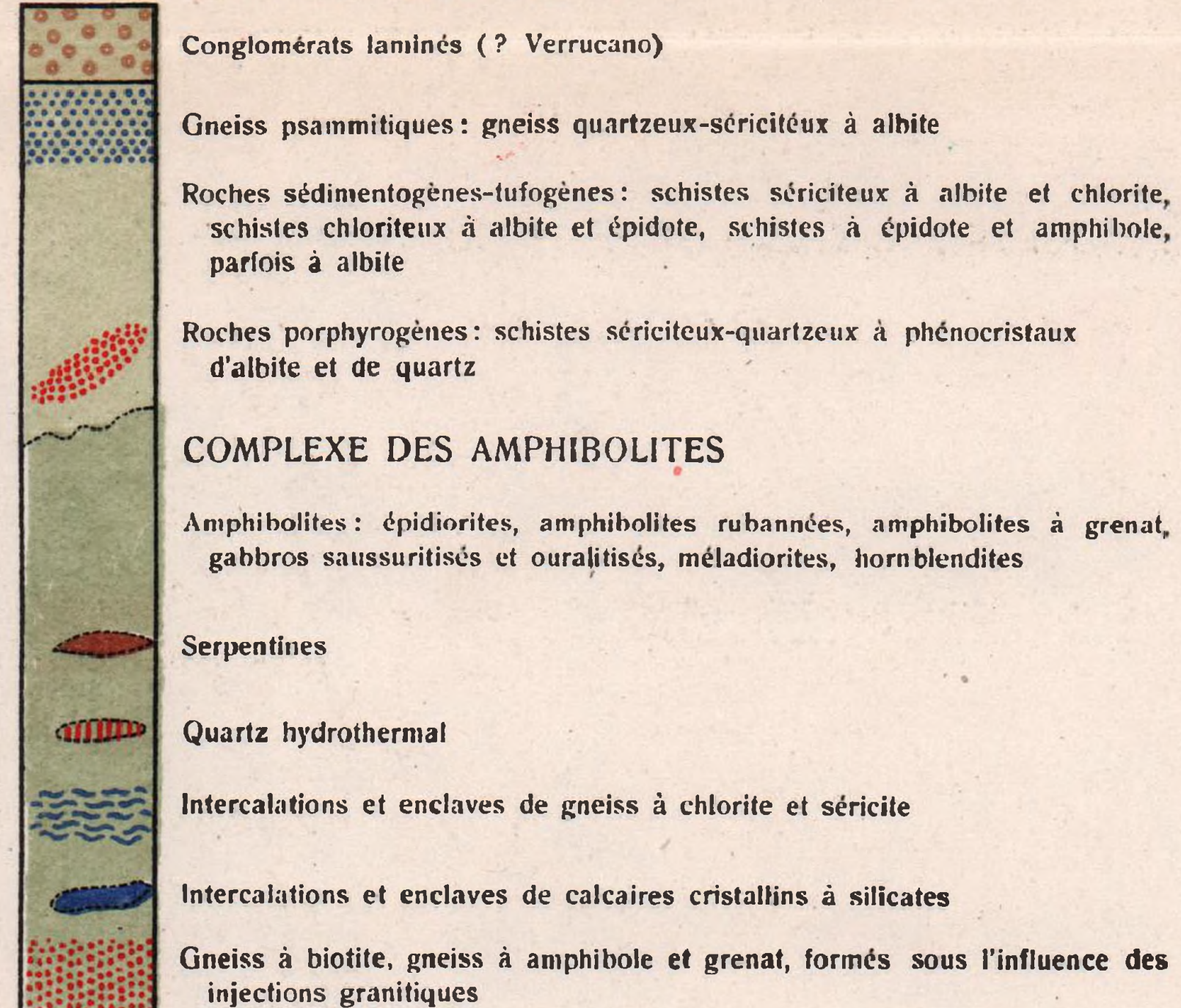


III ZONE DE BORZII-VINEȚI

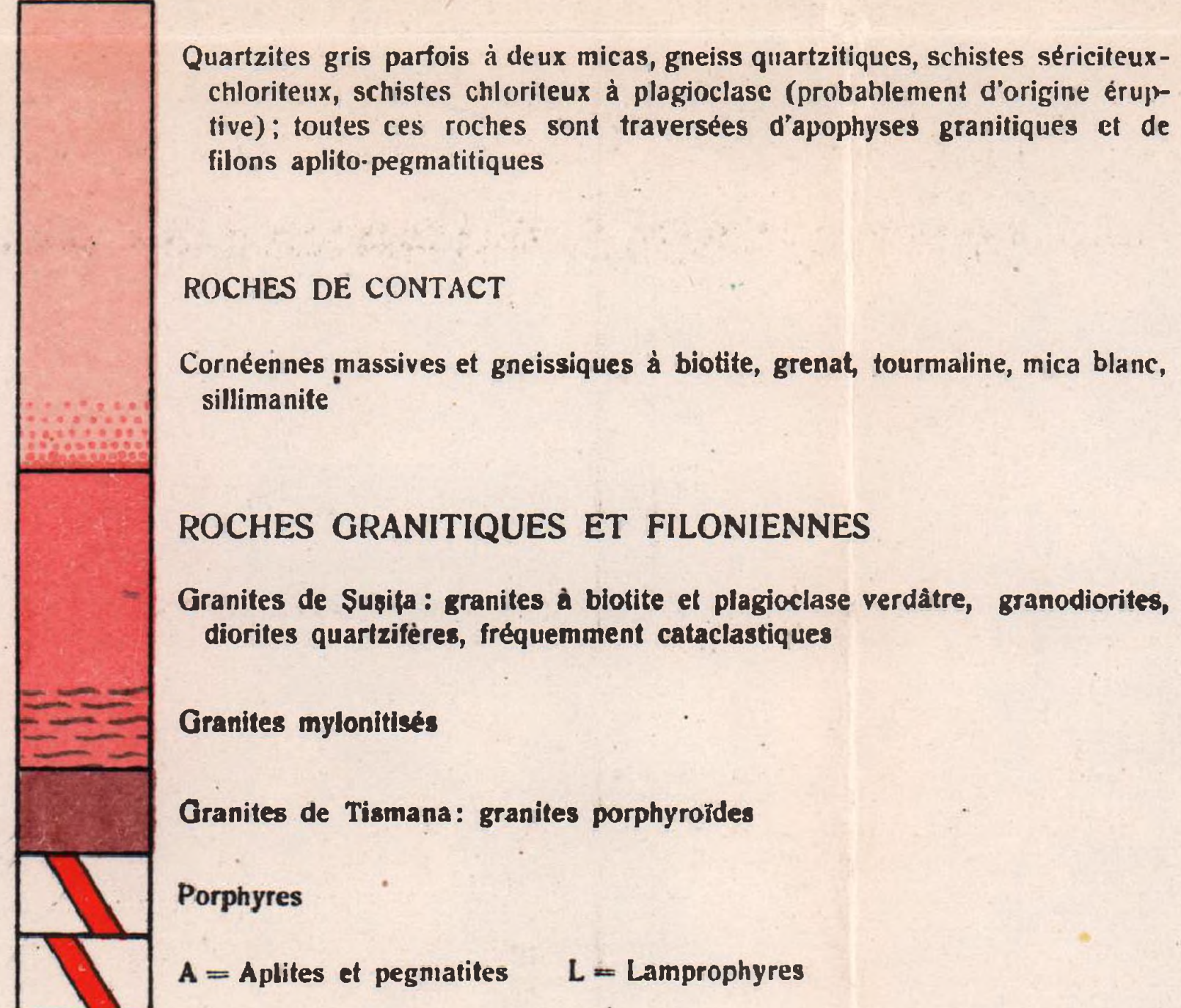


CRISTALLIN DU PARÂNG

SÉRIE CLASTIQUE (DÉTRITIQUE TUFOGÈNE)



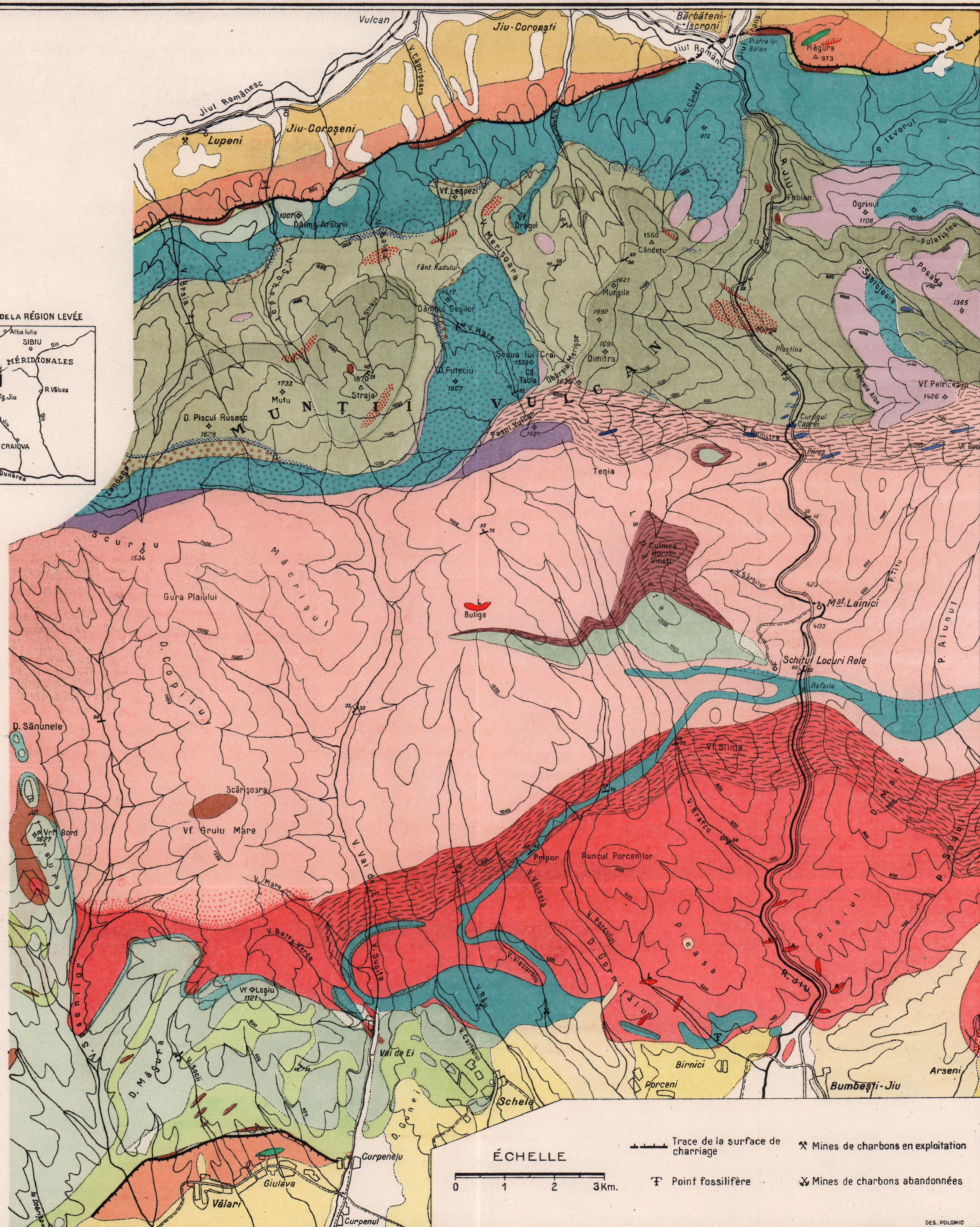
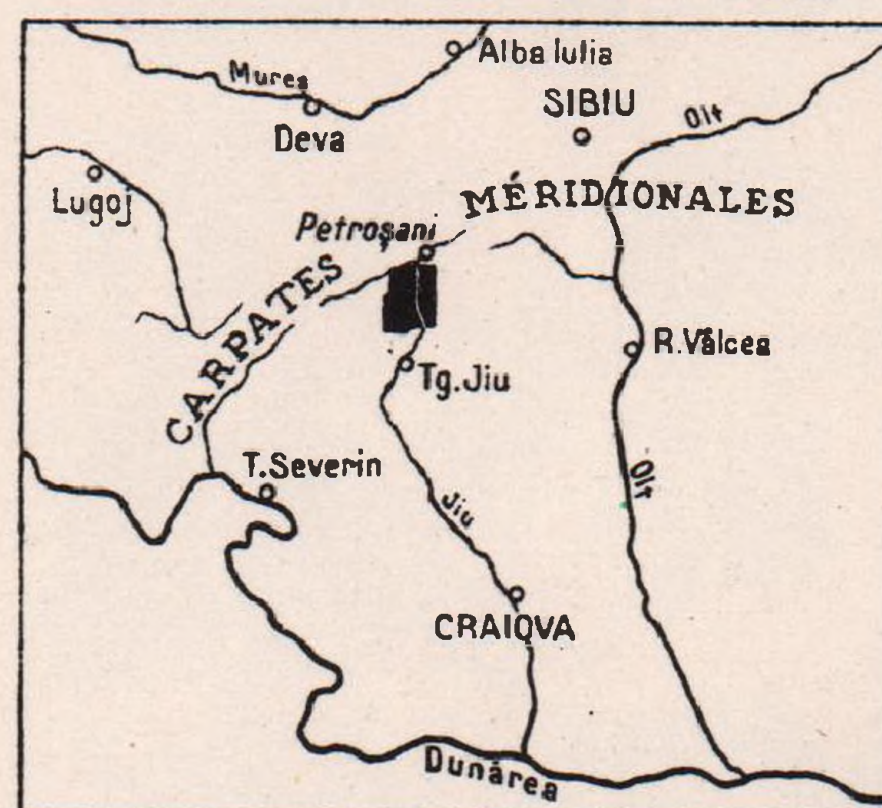
SÉRIE DE LAINICI-PAIUȘ



ZONE TECTONIQUE DE PASUL VULCAN-JIU-VF. RECI

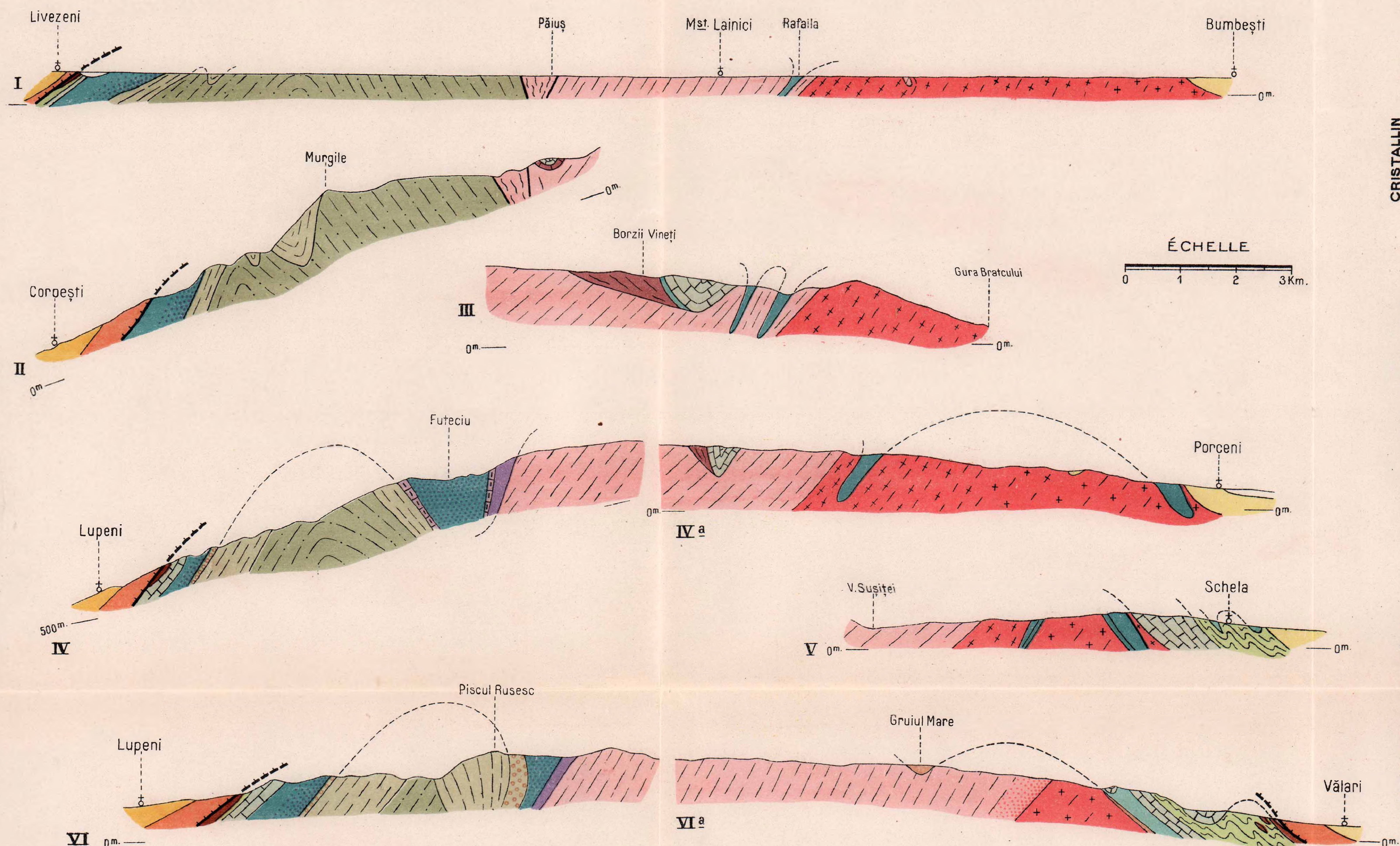


EMPLACEMENT DE LA RÉGION LEVÉE



G. MANOLESCU

COUPES GÉOLOGIQUES DE LA PARTIE EST DE MUNȚII VULCAN



TERTIAIRE

- Pliocène Miocène
- Aquitani

NAPPE GÉTIQUE

- Gneiss et micaschistes

PARAUTOCHTONE ET AUTOCHTONE

- Ophiolites mésozoïques : Serpentes, diabases
- Schistes marneux-argileux noirs (Mésozoïque: probabl. Crétacé inférieur)
- Calcaires compacts, gris-blanc (Mésozoïque: probabl. Tithonique)
- Conglomerats, grès et arkoses blanc jaunâtre (Mésozoïque: ? Dogger inférieur)
- Formation de Schela (Lias)
- Schistes phylliteux gris-noir (Mésozoïque: ? Lias inférieur - Trias supérieur)
- Calcaires cristallins en plaquettes (Mésozoïque: ? Trias moyen)
- Quantzites blancs (Mésozoïque: Trias inférieur)
- Schistes sericiteux à nodules de quartz
- Verrucano
- Conglomerats laminés (? Verrucano)

- SÉRIE CLASTIQUE
- Schistes cloriteux à épidote et albit, schistes à amphibole, roches porphyrogènes; gneiss psammitiques
- COMPLEXE DES AMPHIBOLITES
- Amphibolites rubannées, épidiorites, hornblendites et serpentines

- SÉRIE DE LAINICI-PĂIUȘ
- Quantzites, gneiss quantzifères, schistes sericiteux-cloriteux, avec des injections granitiques
- Roches de contact

- ROCHES GRANITIKES ET FILONIENNES
- Granites à biotite, granodiorites, diorites quantzifères
- Granites mylonitisés

- Granites porphyroïdes laminés

- ZONE TECTONIQUE DE PASUL VULCAN - JIU - VĂRECI
- Gneiss mylonitisés; schistes satinés noirs; calcaires cristallins; microbrèches, lames d'amphibolites

Trace de la surface de charriage

Lignes de dislocation

ETUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DU MASSIF DU PARÂNG ET DES MUNȚII CIMPII (CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR
G. PALIUC

TABLE DES MATIÈRES

	Page
<i>Introduction</i>	3
Description géologique et pétrographique	
<i>1. Le Cristallin du Lotru</i>	6
<i>A) Roches d'origine sédimentaire</i>	7
Gneiss plagioclasiques	7
Gneiss plagioclasiques à biotite	7
» » deux micas	9
» » sillimanite	9
» » chlorite	10
» » amphibole	11
Micaschistes	12
Considérations sur la genèse des gneiss et des micaschistes	12
Calcaires et dolomies cristallines	12
Considérations générales sur le métamorphisme des calcaires et des dolomies cristallines	15
Conglomérats	17
Grès quartzitiques micacés	18
Intercalations de minerais manganifères dans les gneiss plagioclasiques	18
<i>B) Roches d'origine magmatique</i>	19
Roches intrusives mélanocrates	19
Orthoamphibolites	19
Amphibolites plagioclasiques	20
» éclogitiques	22
» à structure porphyroblastique cyclopique	24
Diorites	25
Roches ultrabasiqes	27
Serpentines à trémolite et à olivine	27
» communes	29



	Page
Schistes actinolitiques	29
Conclusions sur les amphibolites, les diorites et les roches ultra-basiques	30
Solutions et injections acides (aprites, pegmatites, quartz hydrothermaux)	32
C) Le facies diaphtoritique du Cristallin du Lotru	36
D) Le facies cataclastique des gneiss plagioclasiques près de la ligne tectonique	37
Conclusions sur le Cristallin du Lotru	37
II. Le Cristallin du Parâng	38
A) Le complexe des roches amphiboliques	39
Roches détritiques tufogènes	41
Roches tufogènes	41
» détritiques	42
Roches amphiboliques proprement dites	43
Gneiss amphiboliques	44
Amphibolites plagioclasiques	45
Amphibolites à épidote et hornblende tachetée	46
Gabbros saussuritisés	49
Hornblendites	49
Considérations sur la nature des roches amphiboliques proprement dites	49
Schistes actinolitiques et serpentines	50
Schistes actinolitiques	50
Serpentines	51
Conclusions sur les serpentines et les schistes actinolitiques	52
Intercalations d'origine sédimentaire dans les roches amphiboliques	53
Gneiss à biotite et à chlorite	53
Calcaires cristallins	53
Conclusions sur le complexe des roches amphiboliques	53
B) Schistes cristallins	55
Zone Groapa-Macaria	55
Zone de Slima	57
C) Roches granitiques	57
Roches granitiques du type Parâng	58
Composition minéralogique et classification	58
Les minéraux des roches granitiques	60
Texture et structure des roches granitiques	63
Chimisme des roches granitiques	65
Phénomènes de contact exogène du granite	67
Cornéennes à biotite	68
» » pyroxène	68
» » grenat	69
» » biotite, sillimanite, grenats, et tourmaline	70
Calcaires à silicates	71
Cornéennes à diopside et grenat (Diopsidfels)	72
Phénomènes de contact endomorphe	72
Roches filoniennes	74
Conclusions sur la genèse et l'âge du granite du type Parâng	75



	Page
Le granite du type Reci	78
Quartz hydrothermaux en liaison avec le granite du type Reci . . .	79
Conclusions sur le granite du type Reci	79
III. Le complexe infragétique (Série du Jieț)	80
A) Conglomérats et arkoses, calcaires microcristallins en plaques, schistes verts	81
Conglomérats et arkoses	81
Calcaires microcristallins en plaques	82
Schistes verts	84
B) Formation de Schela	87
Schistes satinés	88
Quartzites sériciteux	88
Grès quartzitique	89
C) Calcaires compacts cendrés	89
D) Ophiolites mésozoïques	90
E) Brèche tectonique	93
Considérations sur l'âge des roches de la série du Jieț	93

Tectonique

La tectonique interne de la nappe gétique	97
La tectonique interne du massif autochtone	97
Plissements mésozoïques (alpino-carpatique)	100
Mouvements orogéniques tertiaires	102
Bibliographie	104
Deux planches, esquisse tectonique, carte géologique, au 1:50.000-e, coupes géologiques au 1:50.000-e	123

INTRODUCTION

Les données géologiques sur la région constituant l'objet du présent ouvrage, ne sont pas très nombreuses. Sur le versant transylvain, les premières recherches ont été entreprises par HOFMANN (1869). Les résultats de ses recherches ainsi que celles de B. v. INKEY (1884) ont été utilisés par l'Institut Géologique hongrois comme base pour l'établissement de la carte géologique (1:75.000), feuille Petroșani et Paroș-Pasul Vulcan.

En 1891, B. v. INKEY publie une étude sur la tectonique de la zone centrale des Carpates située entre l'Olt et le Danube, dans laquelle il cherche à expliquer l'allure des plis anciens dans cette partie des Carpates Méridionales. Sur le versant sud, les premières recherches ont été entreprises par les membres du Bureau Géologique de Bucarest, GR. ȘTEFĂNESCU et S. ȘTEFĂNESCU.

Après 1894 apparaît une série d'études de détail entreprises par L. MRAZEC et G. MUNTEANU-MURGOCI. C'est de cette période de recherches que datent, parmi de nombreux autres résultats, la classification des schistes cristallins des Carpates Méridionales de L. MRAZEC et l'interprétation classique de la structure tectonique de cette région, donnée par G. M. MURGOCI. L. MRAZEC, prenant comme critérium, d'une part le degré de cristallinité des roches,



d'autre part leur répartition, a réduit les trois groupes cristallins d'INKEY à deux et notamment à : un groupe inférieur (gr. I) formé de roches de grande cristallinité (divers gneiss micacés, micaschistes avec toutes leurs variétés, gneiss amphiboliques, amphibolites feldspathiques, etc.) et un groupe supérieur (gr. II), composé de roches de cristallinité moindre. Ici entrent les cornéennes et les schistes amphiboliques (amphibolites supérieures à épidote, zoïsite ou chlorite avec transition aux divers schistes chloriteux, sériciteux, etc.). La différence entre ces deux groupes cristallins est due moins à leur âge qu'à leur métamorphisme particulier. Les roches éruptives basiques et acides avec tous leurs filons sont réparties, d'après cette classification, dans ces deux groupes. Ces groupes forment la série cristallophyllienne ancienne; ils représentent des dépôts paléozoïques (antécarbonifères) métamorphisés. A côté de ceux-ci, et en quantité beaucoup moindre, apparaissent aussi des dépôts mésozoïques plus ou moins métamorphisés: «la série cristallophyllienne mésozoïque». Cette dernière occupe une position tectonique entre les deux groupes cristallins anciens.

La classification proposée par L. MRAZEC correspond complètement avec la classification des unités tectoniques des Carpates Méridionales. G. M. MURGOCI, dans trois notes présentées à l'Académie des Sciences de Paris, met en évidence la présence d'une grande ligne de charriage dans les Carpates Méridionales, et montre que le groupe I se trouve en nappe charriée par-dessus le groupe II considéré comme autochtone. L'âge du charriage se place entre le Farrémien et le Cénomanién. La classification de MRAZEC ainsi que l'interprétation de la structure tectonique des Carpates du S de MURGOCI ont été adoptées aussi par leurs collègues hongrois. A la suite d'une excursion en commun entreprise en 1919 par les géologues hongrois, serbes et roumains (A. LIFA, L. LOCZY, L. MRAZEC, G. MURGOCI, S. RADOVANOVICI, M. REINHARD, F. SCHAFARZIK, SCHRETER et A. VENDL), SCHAFARZIK proposa à l'Institut Géologique de Budapest d'adopter pour le territoire transylvain aussi l'interprétation des problèmes pétrographiques et tectoniques des Carpates Méridionales proposée par L. MRAZEC et G. MURGOCI (66).

De cette manière les deux savants roumains établirent les principaux caractères pétrographiques et tectoniques des Carpates Méridionales. Leurs travaux conduiront et dirigeront dorénavant les pas de tous les géologues effectuant des recherches dans cette région.

En 1905 parut l'œuvre du baron FR. NOPCSA dans laquelle entre autres, il se réfère aussi à la Formation de Schela de la vallée du Jiet qu'il considère comme liasique.

M. REINHARD, dans ses travaux des années 1906 à 1910, sur le gneiss de Cozia et les schistes cristallins des Munții Făgăraș, se référant au mode de

formation de ces deux groupes cristallins anciens, admit que le granit du type Șușița et les schistes cristallins du groupe II ont pris naissance sous l'influence du plissement de l'autochtone (groupe ptychigène). Les roches du type Cozia, de même que les schistes cristallins liés à celles-ci, doivent leur formation aux phénomènes orogéniques qui ont conduit à la genèse de la nappe (groupe skeptychigène). Les roches dont la formation n'est pas due aux phénomènes orogéniques alpins, mais aux phénomènes d'assimilation contemporains de l'intrusion des magmas, appartiennent au groupe texigène. Dans ce dernier cas, ce sont des phénomènes de fusion et de digestion qui ont permis la mise en place des magmas.

Les recherches de A. STRECKEISEN et de O. SCHMIDT commencées en 1928 pour compléter la carte géologique du pays, concordent entièrement avec les résultats d'ordre pétrographique établis par L. MRAZEC et avec l'interprétation de la structure tectonique donnée par G. MURGOCI.

En même temps que les recherches de STRECKEISEN, commença une série d'études de détails entreprises par N. GHERASI, GHIKA-BUDEȘTI, G. MANOLESCU et G. PALIUC, dans la région centrale des Carpates Méridionales. G. MANOLESCU trouva des traces de plantes dans les roches de la formation de Schela, établissant ainsi leur âge liasique. C'est le seul point fixe que l'on ait pour établir une stratigraphie dans la série cristallophyllienne mésozoïque.

En 1932 parut une étude pétrographique détaillée de A. VENDL sur les schistes cristallins des Monts du Sebeș et de Cibin. Les nombreuses analyses chimiques accompagnant cet ouvrage comblent une lacune ancienne dans l'étude de ces roches.

Parallèlement aux recherches géologiques et pétrographiques on entreprit de nombreuses études de géographie physique des diverses régions des Carpates Méridionales ; celle du Parâng entre autres a été maintes fois l'objet de recherches détaillées. La richesse et la beauté des phénomènes glaciaires du massif du Parâng ont attiré l'attention de divers auteurs depuis 1885. Le premier qui les mit en évidence fut LEHMANN. Ses observations furent confirmées par L. MRAZEC, EMM. DE MARTONNE, G. MURGOCI, KRÄUTNER. DE MARTONNE spécialement entreprit une étude détaillée de la morphologie des Carpates Méridionales ; il présenta le massif du Parâng comme l'une des régions les plus typiques des Carpates, où les traces des glaciations se sont conservées dans toute leur splendeur. Il a publié aussi un lever topographique détaillé (1 : 10.000) des beaux cirques glaciaires de Găuri et Gâlcescu.

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

Dans l'ensemble pétrographique de notre région entrent les roches cristallines du groupe I (le Cristallin du Lotru) ainsi que les roches du groupe II (le Cristallin du Parâng). Le cristallin du Lotru occupe la partie N de la région et s'étend vers le Sud, jusqu'à la vallée du Jieț, selle au Sud de Ciobanu, P.¹⁾ Huluzu. On en rencontre encore un petit affleurement au fond du P. Voislavu, à l'Ouest de Fruntea Slimii. La région située au Sud de la vallée du Jieț est composée de roches appartenant au groupe du Parâng. Entre ces deux groupes cristallins anciens, se trouvent des dépôts plus ou moins métamorphisés de la série mésozoïque. Leur position tectonique à la base de la nappe gétique permet de les désigner d'une façon générale, par le terme de Complexe infragétique: le terme de Série du Jieț est utilisé comme dénomination locale, car presque tous les termes du complexe sont représentés dans la vallée où coule cette rivière (56, 57).

I. LE CRISTALLIN DU LOTRU

Dans la région dont nous nous occupons, le Cristallin du Lotru est formé des roches suivantes: gneiss plagioclasiques micacés, gneiss amphiboliques, micaschistes, quartzites micacés, calcaires et dolomies cristallines, conglomérats, puis viennent des amphibolites, des diorites, des serpentines, des schistes actinolitiques. A ces roches s'ajoutent de nombreuses aplites, pegmatites et quartz hydrothermaux. Les roches les plus répandues sont les gneiss plagioclasiques. Les micaschistes, les quartzites, les conglomérats, ainsi que les calcaires et les dolomies cristallines ne forment que des intercalations concordantes dans les gneiss plagioclasiques. Certains gneiss, caractérisés par la présence de l'amphibole tendent à former des zones relativement grandes.

Elles sont traversées par de nombreuses intrusions basiques (diorites et orthoamphibolites). Les serpentines et les schistes actinolitiques, qui apparaissent en étroite liaison avec les diorites, sont beaucoup moins répandus.

¹⁾ P. = l'abréviation du mot roumain *pârâu* = le ruisseau.



Un riche réseau de filons aplitiques et pegmatitiques traverse les gneiss et les roches basiques.

Le caractère principal du Cristallin du Lotru est le grand degré de cristallinité des roches qui le composent. Cependant ce caractère n'est pas absolument général. Au cours des recherches (56, 57) on a pu remarquer la présence d'une zone formée de roches dont la composition minéralogique ainsi que la structure prouvent un métamorphisme diafctoritique postérieur au métamorphisme général et qui a donné naissance aux roches du Cristallin du Lotru. Près de la ligne tectonique, les roches se comportent différemment. Parfois elles sont écrasées, cataclasées et altérées, nettement différentes du reste du cristallin typique (vallée inférieure du Jiet); d'autres fois, elles gardent, même dans le voisinage du plan de charriage, leur caractère habituel (région de Barăci, Sud de Ciobanu). Dans ce qui suit, nous allons décrire :

A) Les roches d'origine sédimentaire (gneiss plagioclasiques à intercalations de micaschistes, quartzites, calcaires et dolomies, conglomérats).

B) Les roches d'origine magmatique (amphibolites, diorites, serpentines, auxquelles s'ajoutent les filons aplitiques, pegmatitiques et de quartz hydrothermal.

C) Facies diafctoritique du Cristallin du Lotru.

D) Facies cataclastique des gneiss plagioclasiques près de la ligne tectonique.

A) ROCHES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE

GNEISS PLAGIOCLASIQUES

Ce sont des gneiss dans lesquels le feldspath est représenté seulement par du plagioclase. Sur approximativement 80 sections minces aucune ne m'a permis de mettre en évidence du feldspath potassique. Les gneiss plagioclasiques ont en général un grain fin ou moyen devenant gros au voisinage des pegmatites ; ils possèdent une texture schisteuse et une structure cristalloblastique typique. Ils sont composés de plagioclase (18—30% An), de quartz, de biotite, de muscovite, de sillimanite, de grenat, de tourmaline, d'apatite, de zircon, de rutile, de minerai, puis de chlorite, de séricite, d'épidote-zoïsité, de carbonate, de prehnite. Selon la proportion de ces divers minéraux on peut décrire quelques variétés, bien que tous les termes de passage existent.

Gneiss plagioclasiques à biotite. Ce sont des roches à grain fin ou moyen, à texture schisteuse, bien mise en évidence surtout si la roche est riche en micas. On peut facilement distinguer à l'œil nu les paillettes de mica qui



recouvrent habituellement les surfaces de schistosité de la roche, puis le feldspath et le quartz. La structure des roches est typiquement grano-blastique. Dans leur constitution entrent : du quartz (23—55%), feldspath plagioclase (26—45%), biotite (10—30%), muscovite (0—6%); puis de l'apatite, grenat, zircon, minéral, formant ensemble 1—2%.

Le quartz forme des xénoblastes parfois isométriques, d'autres fois légèrement allongés, répandus uniformément dans la masse de la roche. Les dimensions varient de $0,1 \times 0,2$ à 2×2 mm; l'extinction est roulante et l'on aperçoit souvent des raies foncées, disposées perpendiculairement aux vagues d'extinction. Sous forme de gouttes arrondies ou allongées, on le trouve souvent inclus dans le plagioclase, plus rarement dans le grenat. Parfois il contient des paillettes de mica. Le plagioclase est un oligoclase basique dont la composition peut atteindre celle d'une andésine acide (20—24% An). Sa substance est limpide, rarement troublée par une poussière fine indéterminable. Il est tabulaire selon la face (100), plus rarement selon (001). Les dimensions oscillent entre $0,1 \times 0,1$ et $1,5 \times 1,5$ mm. Les macles polysynthétiques suivant la loi de l'albite sont assez rares, celles suivant la loi de la péricline, le sont encore plus. Il contient en inclusions de petites paillettes de mica blanc, de mica noir, parfois de petits grenats et des gouttes de quartz. Un léger écrasement s'observe çà et là, s'achevant en fragments vers la périphérie des grains. La biotite est développée soit sous forme de lamelles allongées ($0,02 \times 0,04$ — $2,8 \times 0,6$ mm), soit en feuillets isométriques disposés d'habitude dans le plan de schistosité. Plus rarement, elle forme des nids lenticulaires, pouvant atteindre 6×3 mm. Elle apparaît souvent en concrescence avec du mica blanc. Elle contient des inclusions de zircon, autour desquelles se développent de belles auréoles pléochroïques, de minéral, de grenat et d'apatite. On observe parfois aussi des effets cataclastiques sur la biotite. La muscovite apparaît toujours en concrescence avec la biotite. Parfois sa formation aux dépens de cette dernière est évidente. Les feuillets de muscovite atteignent $0,50 \times 0,20$ mm. Le grenat, sous forme de grains arrondis ou anguleux, apparaît dans toutes les roches, mais en faible proportion. La tourmaline est un constituant essentiellement sporadique. L'apatite, le zircon, le rutile ont un rôle tout à fait subordonné. L'analyse d'un gneiss à biotite montre la proportion suivante d'oxydes (tableau I).

Comme comparaison nous donnons l'analyse suivante d'un « Schiefergneiss », analyse extraite de la bibliographie (75, p. 134, an. 10).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
301	39	27	13	21	0,45	0,32	0,48	+117

Le chimisme des deux roches est caractéristique des sédiments argileux. La valeur *c*, un peu élevée, du gneiss à biotite de notre région doit être mise au compte du plagioclase qui, dans ces roches, est un peu plus basique.



TABLEAU I
Analyse chimique d'un gneiss à biotite

		Valeurs Niggli		Composition minéralogique
SiO ₂	69,57			
TiO ₂	0,22			
Al ₂ O ₃	13,39	si	306	quartz
Fe ₂ O ₃	1,80	al	35	plagioclase
FeO	2,52	fm	27	biotite
MnO	0,02	c	17	apatite
MgO	1,82	alk	21	zircon]
CaO	3,62	k	0,31	mineral
Na ₂ O	3,42	mg	0,44	
K ₂ O	2,35	c/fm	0,62	
H ₂ O+	0,98	qz	+ 112	
H ₂ O-	0,06			Analysé par:
P ₂ O ₅	0,34			P. BEARTII (Bâle)
	100,11			

Les gneiss plagioclasiques à deux micas ne diffèrent de ceux décrits plus haut que par la proportion des minéraux micacés. La biotite est un peu moins répandue (6—20%) que dans les roches précédentes, tandis que la muscovite est plus fréquente (6—12%) et atteint parfois la même proportion que le mica noir. Le plagioclase, dans ces roches, est un peu plus acide (18—20% An). Les autres éléments constitutifs ne diffèrent en rien de ceux des gneiss à biotite.

Gneiss plagioclasiques à sillimanite. Les caractères de leur structure et leur texture sont le plus souvent identiques à ceux des gneiss communs. Les gneiss noduleux du Cotu Ursului, Buha, Poiana Muierii présentent une particularité : sur les surfaces d'altération de ces gneiss on remarque des nodules caractéristiques, formés de sillimanite et enveloppés de feuillets de muscovite et de biotite, disposés parfois tangentiellement au nodule (fig. 4, pl. II). Le reste de la roche présente, comme tous les gneiss, une texture parallèle et une structure granoblastique. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz (20—35%), plagioclase (20—40%), biotite (15—45%), muscovite (0—15%), sillimanite (2—15%), grenat (0—8%), tourmaline (0—10%); le disthène, l'apatite, le zircon, la titanite et le mineral forment ensemble le 1 à 3% de la roche.

Le minéral caractéristique de ces gneiss est la sillimanite. D'après VENDL, dans les Monts du Sebeș et de Cibin ce minéral n'apparaît pas du tout (82). Dans notre région il est un constituant fréquent de certains gneiss plagioclasiques ainsi que des micaschistes. Dans les nodules des gneiss mentionnés



plus haut, il se présente en cristaux (6×7 mm) aplatis suivant (010), présentant un clivage parfait (100). L'allongement positif, le plan des axes optiques parallèle à (100), l'indice de réfraction élevé le distinguent de l'andalousite. Du centre du nodule rayonnent des faisceaux de cristaux finement aciculaires de fibrolite. Ces derniers remplacent le cristal tabulaire en quelques endroits, d'autres fois ils lui sont superposés. Dans les autres roches, la sillimanite est développée surtout comme fibrolite. Les fibres de sillimanite apparaissent soit isolées, traversant le quartz, plus rarement le feldspath, soit en faisceaux et bandes parallèles, parfois recourbées, généralement disposées dans le plan de schistosité de la roche. Sur une section perpendiculaire à un tel faisceau, les fibres apparaissent sous forme d'amas de points foncés. Les liens génétiques entre la fibrolite et la biotite sont parfois évidents et on peut suivre la formation de la fibrolite aux dépens de la biotite. Les feuillets de biotite s'effilent aux extrémités et en même temps se décolorent, perdant ainsi leur pléochroïsme caractéristique. A un stade plus avancé de transformation, toute la biotite est remplacée par un faisceau de fibres, parmi lesquelles on observe encore çà et là de petits fragments de biotite colorée et pléochroïque. Les inclusions de zircon qui provoquaient les auréoles pléochroïques dans la biotite se retrouvent souvent parmi les fibres de sillimanite.

A. STRECKEISEN décrit des phénomènes analogues dans les paragneiss de la Silvretta (75, pp. 125, 129). J'ai rencontré le disthène dans une seule section. Il est transformé, en grande partie, en écailles de séricite. Au centre du grain on reconnaît encore un reste de disthène avec ses propriétés caractéristiques [clivage parfait (100), allongement positif, angle d'extinction de 5°]. La tourmaline est rare ; ses prismes, aux contours presque cristallographiques, peuvent atteindre 2,5 mm. Elle contient de nombreuses inclusions de plagioclase, de biotite, de grenat et d'apatite. Au bord des cristaux de tourmaline on remarque quelquefois une fine couche de substance limonitique apportée probablement par les eaux de circulation. Les autres minéraux ne présentent rien de particulier.

Gneiss plagioclasiques à chlorite. Ils sont caractérisés par une plus grande abondance de minéraux secondaires, parmi lesquels la chlorite tient le rôle principal. Les roches de ce caractère sont répandues surtout dans la partie ouest de notre région. Elles sont composées de quartz (20—48%), de plagioclase (30—58%), d'amphibole (0—3%), de biotite-chlorite (8—37%), de muscovite-séricite (20—23%), d'épidote-zoïsité (0—4%), puis de grenat, de prehnite, de tourmaline, d'apatite, de zircon, de calcite et de minéral (ensemble à peu près 5%).

Les minéraux caractéristiques de ces roches sont la chlorite et parfois l'amphibole. La chlorite provient d'habitude de l'altération de la biotite.



Mais il y a quelques roches où les transformations secondaires sont très peu mises en évidence et où toutefois la chlorite est un constituant important.

Elle est l'unique élément noir de la roche et ne présente de relation génétique ni avec la biotite ni avec les autres minéraux. Elle est développée en feuilles allongées ($2,5 \times 0,3$ mm) disposées parallèlement dans la masse de la roche ; sa couleur est légèrement verdâtre et, en lumière convergente sous le microscope, elle paraît être uniaxe négative, ou biaxe avec $2V$ très petit. Cette chlorite ne paraît jamais avoir été de la biotite, mais semble plutôt avoir pris naissance grâce aux conditions spéciales de l'époque de sa formation. L'amphibole est beaucoup plus rare. Elle se présente sous forme de cristaux allongés incolores. L'extinction droite et l'indice de refraction élevé, ainsi que le signe optique positif montrent les caractères de l'anthophyllite. La prehnite est développée le long des cassures sous forme de plaquettes ou de prismes écourtés ; d'autres fois elle est disposée en rosettes. La séricite est plus abondante que dans les roches décrites plus haut. Les autres minéraux ne présentent rien de particulier.

Gneiss plagioclasiques à amphibole. Ces gneiss possèdent une texture schisteuse, bien évidente par la disposition presque parallèle des prismes de hornblende et des feuillet de biotite. Leur structure est granoblastique. Dans leur composition entrent : du quartz (12—35%), du plagioclase (38—50%), de la hornblende (7—30%), de la biotite-chlorite (7—14%), puis du grenat, de l'apatite, du minéral (1—3%).

Le quartz apparaît en grains aux contours irréguliers, moulant les autres éléments de la roche. Les grains ne dépassent pas 0,5—0,8 mm. L'extinction est un peu roulante. Le plagioclase contient 30—40% An, il est fréquemment zoné. La hornblende est verte, développée en prismes allongés ($0,3 \times 0,8$ à $0,5 \times 0,3$ mm) avec un fort pleochroïsme : ng = vert foncé, np = brun pâle, nm = brun verdâtre. La biotite apparaît en feuillet allongés pouvant atteindre $2,5 \times 0,3$ mm. Elle est ordinairement fraîche et possède le pleochroïsme habituel. Les autres minéraux ne présentent pas d'intérêt particulier.

Rappelons que des schistes amphiboliques apparaissent intercalés dans ces gneiss. Ils ont une texture schisteuse plane et fine et une structure lépidoblastique. La hornblende constitue 70% de la masse de la roche ; elle est verte et développée sous forme de prismes allongés, disposés parallèlement dans le plan de schistosité de la roche. Le plagioclase est complètement saussuritisé et constitue 25% de la roche. Un peu de titanite et de minéral apparaissent parfois¹⁾.

¹⁾ Ces roches n'ont pas été distinguées sur la carte qui accompagne le présent ouvrage.



MICASCHISTES

Ce sont des roches schisteuses à grain moyen, à structure granoblastique. Ils sont constitués par du quartz, du mica, de la sillimanite, du grenat, de l'apatite et du minéral. Tous ces minéraux se présentent avec les mêmes caractères que dans les gneiss décrits plus haut. Seule la sillimanite est représentée exclusivement par la variété fibrolite. Parfois elle forme des nids presque compacts, résultant de l'agglomération de nombreuses fibres fines qui donnent l'impression d'un grain unique à extinction roulante. Dans ces nids on voit encore des plages irrégulières de biotite colorée en brun rougeâtre et qui, vers le bord, passe à des fibres incolores ne se distinguant pas de celles de la sillimanite. Le plus souvent la fibrolite forme des faisceaux aux extrémités déchiquetées.

CONSIDÉRATIONS SUR LA GENÈSE DES GNEISS ET
DES MICASCHISTES

Les gneiss plagioclasiques, comme nous l'avons rappelé, constituent la majeure partie du Cristallin du Lotru. Ils constituent une série cristalline uniforme en ce qui concerne leurs caractères de structure et de texture ainsi que leur composition minéralogique. Les sous-groupes de roches décrites plus haut ne sont que des variétés locales du même complexe. Leur aspect ainsi que l'étude microscopique et chimique montrent qu'ils représentent le facies métamorphique d'un complexe d'origine sédimentaire à caractère argileux et en partie argilo-marneux (gneiss amphiboliques, schistes amphiboliques). L'excès d'aluminium est absorbé par la molécule de sillimanite, qui est relativement fréquente dans ces roches, et par celle du disthène (moins répandu). La présence de la sillimanite montre, en même temps, que la température sous laquelle a été effectuée le métamorphisme était assez élevée. L'association quartz-plagioclase-biotite-muscovite dénote un équilibre de métamorphisme méso-catazonal. Leur structure cristalloblastique typique, l'absence de minéraux secondaires et hydratés ainsi que les traces d'une influence mécanique (à l'exception de quelques zones restreintes) dénote une cristallisation tranquille « posttectonique » au sens de SANDER.

CALCAIRES ET DOLOMIES CRISTALLINES

Dans la zone occupée par le Cristallin du Lotru, ces roches ont été décrites jusqu'à présent seulement dans la vallée du Timiș, à Armeniș par A. STRECKEISEN (80). Dans les monts du Sebeș, de Cibin et du Lotru, elles ne sont pas encore connues. Les calcaires de Rășinari apparaissent dans les roches phylliteuses appartenant au Cristallin du Făgăraș (82). Dans notre région on rencontre quelques lentilles de pareilles roches, concordantes avec les gneiss



plagioclasiques. Les calcaires sont peu développés; je n'ai rencontré que quelques petites lentilles (P. Ciorganul, affluent P. Cimpîi au Nord du Muncelul Jiețului et dans le D.¹⁾ Sterminosul). Les calcaires dolomitiques forment une longue bande de presque 2 km, coupant obliquement le D. Sterminosul. Les petites lentilles disparates du P. Jarul (W du sommet du Muncelul Cimpîi) représentent probablement la continuation à l'Ouest de la bande du Sterminosul.

Calcaires cristallins. Ils sont blanc grisâtre et ont un grain fin ou moyen. Ceux du torrent Ciorganul ne contiennent, outre de rares grains de quartz, que du carbonate. Les calcaires de la lentille à l'Est du Muncelul Jiețului s'enrichissent en minéraux divers méritant une description plus détaillée. Outre le carbonate, la roche contient aussi du mica blanc, du quartz, de la pyrite, de la titanite, du graphite, puis, du feldspath, du pyroxène et de l'amphibole incolore.

Le feldspath, le pyroxène et l'amphibole forment une zone limitée; les autres minéraux sont répandus presque uniformément dans toute la roche. Le carbonate de la couche silicatée apparaît en petits grains (sous 0,05 mm), répandus sous forme de réseau dans les interstices duquel apparaissent d'autres minéraux.

Les minéraux les plus intéressants sont sans aucun doute le feldspath, le pyroxène et l'amphibole. Le feldspath est du microcline en grains xénomorphes à bords échancrés et moulés soit par le pyroxène et l'amphibole, soit par le carbonate. On remarque souvent des inclusions allongées de carbonate à l'intérieur du feldspath. Le pyroxène est incolore, possède un relief puissant et le clivage (110) bien développé. L'angle d'extinction est d'à peu près 43°. D'après ses caractéristiques, il paraît être du diopside. Le contour des prismes de diopside est extrêmement irrégulier. De nombreuses ciselures arrondies sont moulées surtout de feldspath potassique, de carbonate, plus rarement d'amphibole. Il contient des inclusions en plages irrégulières de carbonate et d'amphibole. L'amphibole est aussi xénomorphe, soit en concrescence avec du pyroxène, soit isolée dans la masse du carbonate. Elle est incolore ou légèrement verte; l'angle d'extinction de 14—15°, ainsi que la couleur très effacée la rapprochent de l'actinote. Parfois plusieurs de ces plages, quoique séparées par le carbonate, ont la même orientation. Leur extinction est simultanée; le clivage de différentes plages a la même direction. Ces faits prouvent que ces plages appartiennent au même cristal d'actinote, probablement en voie de formation. L'actinote apparaît aussi sous forme d'inclusions à l'intérieur du pyroxène. On voit donc que ces minéraux sont syngénétiques: ils se pénètrent, s'empêchant réciproquement de devenir idiomorphes.

¹⁾ D. = l'abréviation du mot roumain *dealul* = la colline.



Dolomies cristallines. Elles sont massives et blanches quand elles sont composées seulement de carbonate. Elles possèdent un gros grain développé isométriquement (4×4 mm), et ont une structure granoblastique typique. Elles réagissent faiblement à l'acide chlorhydrique. Ce sont de vrais marbres dolomitiques. Mais, par places, elles sont chargées de divers minéraux et spécialement de silicates, qui parfois arrivent à remplacer presque complètement le carbonate en modifiant en même temps la structure et la texture. Les minéraux rencontrés sont : des amphiboles monocliniques et rhombiques, pyroxènes monocliniques, scapolites, phlogopites, olivine, serpentine, puis de l'apatite, titanite, pyrite, quartz et des substances charbonneuses.

Parmi tous ces minéraux les plus fréquents sont les amphiboles ; l'olivine, le pyroxène, la serpentine et la phlogopite ont été rencontrés seulement dans les dolomies de Muncelul Cimpîi.

Les amphiboles monocliniques sont représentées par la trémolite et l'actinote. La première est développée sous forme de prismes allongés sans faces terminales cristallographiques, atteignant $2 \times 0,8$ mm. Sa couleur varie du blanc au gris très clair ; elle est incolore en section mince. L'angle d'extinction est de 14° — 15° . Au microscope on observe une variété prismatique et une autre plus ou moins fibreuse ; les fibres sont soit isolées, soit groupées en faisceaux, soit disposées en rosettes. Les inclusions de trémolite dans la scapolite apparaissent surtout sous cette forme. Dans les dolomies où la trémolite est en forte proportion, la roche montre une disposition rubannée. Des couches de carbonate alternent avec d'autres dans lesquelles prédomine la trémolite. Les prismes d'amphibole de cette roche ne sont cependant pas disposés régulièrement. L'actinote est beaucoup plus rare que la trémolite. Elle est légèrement verdâtre et possède un pléochroïsme très faible. L'amphibole rhombique forme des cristaux prismatiques sans terminaisons cristallographiques. La couleur est blanchâtre, l'éclat manque. Sous le microscope sa matière apparaît très hétérogène. L'intérieur des cristaux est occupé par un pigment brun dans lequel flottent des taches irrégulières de carbonate, d'actinote et de trémolite. Par endroits seulement, on voit encore quelque portion libre incolore. Le clivage parfait (110) est bien mis en évidence. L'extinction parallèle, l'allongement positif, l'angle des axes optiques moyen (les hyperboles restent dans le champ visuel pendant la rotation de la platine du microscope) la biréfringence plus réduite que celle de l'actinote la rapprochent de la gédrite.

Un autre minéral assez rare, d'autre part, est la scapolite. Elle apparaît de même sous forme de prismes allongés pouvant atteindre 7×8 cm. Les faces terminales manquent aussi. Elle est blanchâtre et matte. En lumière convergente, la figure montre clairement la croix noire des minéraux uniaxes. En section elle est incolore, mais pleine de plages irrégulières de carbonate et de fibres de trémolite. En général, ces inclusions sont allongées dans le

sens du clivage de la scapolite. Cependant les cristaux les plus grands de ces dolomies appartiennent à un minéral indéterminable à cause de l'altération très avancée. A l'œil nu, il est blanchâtre sans éclat, avec un aspect terreux. Ses prismes peuvent atteindre 10×5 cm. En section il est brun à cause des nombreuses intercalations d'une substance de cette couleur, qui épigénise le minéral primaire. Son habitus le rapproche de celui de la scapolite.

La scapolite et l'amphibole rhombique se rencontrent dans les dolomies du D. Sterminosul. Dans celles du torrent Jarul (à l'Ouest de Muncelul Cimpiei), au lieu de scapolite et d'amphibole rhombique, apparaissent le pyroxène et la forstérite serpentinisés en partie ou complètement, puis la phlogopite. Le pyroxène est du diopside ; il est rare et apparaît seulement en petits grains. A l'œil nu il est très difficile à distinguer. Il est verdâtre, incolore en section et sans pléochroïsme ; il est en partie ou totalement transformé en serpentine. La forstérite est presque complètement serpentinisée. Par cette serpentini-sation, parfois très avancée, la roche devient une vraie ophicalcite. Le mica est parfois très fréquent et la disposition de ses lamelles en plans parallèles détermine la texture orientée de toute la roche ; il est jaune avec des nuances verdâtres. 2V est très petit (l'image de la figure en lumière convergente se rapproche de l'image déformée d'un minéral uniaxe). Sa couleur ainsi que ses propriétés optiques sont caractéristiques de la phlogopite. Le plagioclase est albitique et extrêmement rare. L'apatite apparaît en prismes courts de dimensions très réduites ($0,05 \times 0,05$ mm). La pyrite et la titanite complètent la liste des minéraux se trouvant dans ces roches.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LE MÉTAMORPHISME DES CALCAIRES ET DES DOLOMIES CRISTALLINES

Tous les minéraux décrits plus haut flottent dans une masse soit calcaire, soit dolomitique. Ils ne possèdent pas d'idiomorphisme prononcé. Ils se pénètrent et se moulent réciproquement, ce qui prouve qu'ils se sont formés en même temps. Leur origine métamorphique est indubitable. A quelle influence est due leur formation ? LACROIX dans « Les phénomènes de contact de la Lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées » montre que, outre le carbonate et par endroits le quartz, tous les autres minéraux sont d'origine métamorphique ayant pris naissance sous l'influence de la température élevée au contact du magma lherzolitique (27). Des associations pareilles à celles décrites par LACROIX (calcaires de Prades) se rencontrent dans notre cas dans les calcaires à l'Est de Muncelul Jiețului. Cependant, notre région n'ayant pas de masses éruptives, la formation des minéraux mentionnés ci-dessus ne peut pas être attribuée à un contact proprement dit. Nous attribuons plutôt le métamorphisme des calcaires, des dolomies et la formation des silicates aux mêmes causes qui ont déterminé le métamorphisme du



Cristallin du Lotru en entier. Le degré de métamorphisme de ce cristallin correspond à des conditions méso-catazonales. Les silicates issus des calcaires et des dolomies peuvent très bien naître dans de pareilles conditions. L'origine des éléments nécessaires à leur formation doit être cherchée dans le matériel même de la roche mère qui a été soumise au métamorphisme. La présence des silicates montre que la roche mère a été un calcaire dont les impuretés sous l'influence de la température élevée, sont entrées en réaction et ont donné naissance à divers silicates, caractéristiques des conditions respectives de leur formation.

L'association caractéristique des calcaires: diopside, feldspath, actinote, — ainsi que l'absence de l'épidote et de la zoïsité, — correspond, d'après HARKER, à un degré intermédiaire du métamorphisme (18, p. 225). Dans les conditions de métamorphisme de cette zone, le feldspath potassique et le pyroxène peuvent prendre naissance aux dépens des micas (muscovite-séricite, biotite) et des impuretés du calcaire initial. Le manque de pression orientée a favorisé la réaction. D'après HARKER, la pression orientée, dans le cas des roches calcaires, est très affaiblie dans cette zone de métamorphisme (18, p. 254).

Les associations minérales caractéristiques des dolomies de notre région diffèrent de celles des calcaires par l'absence du feldspath potassique, par la présence, en plus grande proportion, des amphiboles (trémolite, actinote, gédrite), puis de la forstérite, de la scapolite et de la phlogopite. Cette différence en minéraux néogènes est due à la composition initiale de la roche mère (dolomies impures). Les conditions de température ont été identiques à celles des calcaires; cependant la pression orientée a joué un rôle plus grand. La dolomie ayant une pression de dissociation beaucoup moindre que la calcite, elle a pu entrer plus tôt en réaction avec la silice libre, donnant naissance à des silicates calcaro-magnésiens avec ou sans fer. Parfois la réaction a été si avancée que le produit résultant est une roche à silicates dans laquelle le carbonate apparaît seulement sporadiquement. La nature des minéraux nouveaux dépend de la nature des impuretés de la roche initiale. Une grande richesse en actinote et en trémolite suppose de grandes quantités de silice dans la dolomie initiale.

Outre la silice, ces roches ont dû contenir aussi des impuretés ferrugineuses dont le fer a été fixé, au cours du métamorphisme, dans la molécule de l'actinote et de la gédrite. L'aluminium des impuretés de la dolomie initiale se retrouve dans la molécule de la muscovite, de la scapolite, de la phlogopite et de l'albite. A ces silicates sont liés aussi les alcalis. Les silicates alumineux sont en minorité par rapport aux silicates magnésiens. La genèse de la scapolite est différente. La présence du chlore indique un apport d'éléments venus des profondeurs, soit au temps du métamorphisme régional, soit ultérieurement, simultanément à la venue des solutions aptiques et

pegmatitiques. « This widespread scapolitisation, distinct, from that which is found near contact with Newer Granite intrusions is doubtless related to the mechanical conditions proper to regional metamorphism, which facilitate the permeation of the rocks by volatile bodies » (18, p.255—256). Les minéraux identiques (dipyre) des calcaires des Pyrénées, ont, d'après LACROIX, la même origine : « La roche modifiée a fourni une partie des éléments nécessaires à la formation des minéraux néogènes, mais beaucoup de ces éléments ont été certainement apportés des profondeurs sous forme d'émanations ou de fumerolles ayant une composition chimique différente de celle de la roche éruptive » (27, p. 32).

Pour résumer, nous pouvons dire que les silicates issus de calcaires et de dolomies ont pris naissance au temps du métamorphisme régional du Cristallin du Lotru, dans des conditions méso-catazonales. Le fait important, qui a déterminé les diverses transformations, a été la température élevée, liée à la profondeur de cette zone. Les formations nouvelles sont en partie le résultat des réactions entre les impuretés de la roche mère (cas des calcaires cristallins) et en partie le résultat des réactions entre les éléments de la roche et les impuretés (cas des dolomies). La présence de la scapolite et parfois de la titanite et de la phlogopite montre que des éléments ont aussi été apportés des profondeurs.

CONGLOMÉRATS

Ils apparaissent parmi les gneiss plagioclasiques du versant nord du Plaiul Godului. Ils ont une couleur rougeâtre, ne sont pas très schisteux, et à l'œil nu, on observe des éléments arrondis (ne dépassant pas 2,5 cm de diam.) de gneiss plagioclasiques, de feldspath et de quartz liés par un ciment finement grenu. Au microscope, la nature de ces roches est encore mieux mise en évidence. Parmi les éléments conglomératiques, ceux de nature gneissique prédominent ; feldspath (plagioclase) légèrement bruni, quartz à extinctions roulantes, biotite rougeâtre et à pléochroïsme habituel. Le ciment est composé de grains fins de quartz, de feldspath et de mica liés entre eux par une substance rougeâtre limoniteuse ; cette substance forme une sorte de réseau dans la masse de la roche, enfermant dans ses interstices les éléments, grands et petits, du conglomérat. Parmi les petits éléments, ceux du plagioclase prédominent par rapport au quartz.

Les roches de cette espèce n'ont pas encore été décrites dans cette partie du Cristallin du Lotru. Elles se distinguent des roches du cristallin par leur aspect, ainsi que par le degré de métamorphisme. Leur position par rapport à ces dernières ne peut être déterminée à cause du manque d'affleurements bien développés aux points de contact. Les éléments du conglomérat viennent probablement des roches du Lotru. Le plagioclase brunâtre des éléments



gneissiques du conglomérat ressemble à celui qu'on trouve parfois dans les gneiss plagioclasiques. Ces faits nous autorisent à considérer les conglomérats comme plus jeunes que les roches cristallines du Lotru.

GRÈS QUARTZITIQUES MICACÉS

Ces roches apparaissent à côté des calcaires du P. Ciorganul. Elles sont peu développées, forment de petites intercalations locales dans les gneiss. Elles sont de couleur gris foncé, de consistance schisteuse et ont un grain très fin. Le quartz et le mica sont les seuls minéraux de ces roches. Les deux sont également répandus. Ce sont sans doute des dérivés métamorphiques de certains grès micacés¹⁾.

INTERCALATIONS DE MINÉRAIS MANGANIFÈRES DANS LES GNEISS PLAGIOCLASIQUES

Dans divers endroits (P. Ciorganul, P. Gârbovină, V²⁾. Jiului Transilvănean, Plaiul Godului) apparaissent des intercalations de minerai de manganèse dans les gneiss plagioclasiques. De pareils minerais sont relativement fréquents dans le Cristallin du Lotru (82). Dans notre région, c'est la lentille du Plaiul Godului qui a le plus grand développement ; on a tenté d'y exploiter le minerai. Les roches sont constituées par des couches brun noir d'oxyde de manganèse alternant avec une substance jaunâtre-rougeâtre, amorphe, dans laquelle flottent des restes de silicates de manganèse (amphibole, pyroxène, parfois des grenats).

N'étant pas accompagnés de roches éruptives qui puissent indiquer une origine magmatique, faisant d'autre part corps commun avec les gneiss d'origine sédimentaire, ces gisements ont sans doute la même origine. Les minéraux dont provient l'oxyde de manganèse sont des silicates dont l'oxydation donne naissance au minerai de manganèse. Ces minerais ressemblent à ceux de la région de Șarul-Dornei (au Sud de la Bucovine) décrits par M. SAVUL (64). Cependant, dans cette région, les gisements de manganèse sont liés aux quartzites, et les minéraux qui subissent l'oxydation sont, à côté des silicates, des carbonates de manganèse. Vu le développement minimum des affleurements, il n'est pas possible de donner des indications relatives au rendement d'une exploitation. Par des méthodes géophysiques, on pourrait probablement obtenir des données plus complètes³⁾.

¹⁾ Sur la carte jointe au présent ouvrage, les grès ne sont pas distingués des gneiss plagioclasiques.

²⁾ V. = l'abréviation du mot roumain *valea* = la vallée.

³⁾ Sur la carte qui accompagne le présent ouvrage, la lentille du Plaiul Godului est indiquée seulement par un signe conventionnel.



B) ROCHES D'ORIGINE MAGMATIQUE

Les roches décrites dans les chapitres antérieurs ont comme caractère commun leur origine sédimentaire. A côté d'elles, dans le Cristallin du Lotru entrent encore toute une série de roches dont le caractère éruptif les distingue totalement du reste du cristallin. Dans cette catégorie de roches il y a, d'un côté, les roches à caractère intrusif: les diorites, les orthoamphibolites, les serpentines — roches intrusives mélanocrates — et d'un autre côté les roches filoniennes acides — les pegmatites, les aplites, les quartz hydrothermaux.

ROCHES INTRUSIVES MÉLANOCRATES

Dans ce chapitre, nous décrirons les roches intrusives mélanocrates, caractérisées par la présence de la hornblende comme minéral principal. Beaucoup moins répandues que les gneiss plagioclasiques, elles apparaissent parfois sous forme de massifs coupant les gneiss; d'autres fois elles s'intercalent entre ceux-ci, formant des lentilles concordantes de dimensions variables. Les roches des massifs ont une texture sans orientation, tandis que celles des lentilles ont une texture parallèle. La composition minéralogique de ces deux espèces de roches est identique. Les roches à texture parallèle apparaissent à proximité des massifs dont elles semblent représenter les filons et les apophyses. On les trouve aussi dans des régions plus éloignées mais où la liaison avec les massifs est possible ou probable. Comme la liaison génétique entre les roches affleurant autour des massifs et les massifs eux-mêmes est indiscutable et qu'il n'existe aucune différence de composition entre les diverses roches amphiboliques, proches ou éloignées du massif, j'ai été obligé de traiter ces roches dans un même chapitre. Dans le présent ouvrage, les termes de diorite et d'amphibolite désignent seulement la texture des roches: les diorites étant des roches à texture massive, les amphibolites, à texture parallèle.

ORTHOAMPHIBOLITES

Ce sont des roches de couleur vert foncé, composées de hornblende et de plagioclase avec ou sans quartz. Dans leur composition entrent encore, d'une manière tout à fait subordonnée, de la biotite, du grenat, du minerai, de l'apatite, de la titanite, de l'épidote, de la zoïsité.

Elles possèdent une texture schisteuse et ont parfois un aspect rubané. Elles ont en général un grain moyen. Leur structure est granoblastique, rarement porphyroblastique. Dans les amphibolites éclogitiques se développe la structure diablastique. La structure cyclopique apparaît plus rarement.



On peut distinguer les catégories suivantes d'amphibolites: amphibolites plagioclasiques, amphibolites éclogitiques, amphibolites à structure cyclopique.

Amphibolites plagioclasiques. Ces amphibolites sont des roches à grain moyen et à texture schisteuse. À l'œil nu, on ne distingue que les grains de hornblende et de plagioclase.

La hornblende forme des xénoblastes allongés, aux extrémités irrégulières. Les dimensions varient entre $2,5 \times 2$ — $0,4 \times 0,3$ mm. La hornblende est généralement répandue d'une façon homogène dans la masse de la roche, et forme avec le plagioclase un tissu homéoblastique-granoblastique. D'autres fois, elle apparaît en concrescence poeciloblastique avec le plagioclase, acquérant souvent un aspect hornfelsitique. On distingue, selon la couleur, deux espèces de hornblende. L'une est l'espèce verte commune, à absorption habituelle: *ng* = vert foncé à nuances bleuâtres, *nm* = brun verdâtre et *np* = verdâtre clair à jaune. L'angle d'extinction varie entre 15° — 20° . La seconde espèce a une couleur pâle et un pleochroïsme faible: *ng* = brun verdâtre, *nm* = jaune verdâtre, *np* = jaunâtre et l'angle d'extinction compris entre 15° — 17° . Les roches contenant cette hornblende apparaissent surtout dans la région ouest du Munclul Jieşului. On rencontre dans la hornblende, comme inclusions, des gouttes de quartz, de petits cristaux de plagioclase et des plages de minéral.

Le plagioclase apparaît en grains dont les dimensions varient entre $1,5 \times 1$ mm et $0,5 \times 0,4$ mm. La matière est souvent troublée par un pigment brun. Dans les parties claires le pourcentage d'An, déterminé par la méthode Fedoroff (61), oscille entre 25%—50%; la proportion habituelle varie entre 30%—40% An. Souvent il présente une constitution zonée habituellement normale. Les macles les plus fréquentes, simples ou polysynthétiques, sont celles suivant la loi de l'albite. La macle de la péricline est plus rare. On rencontre comme inclusions dans le plagioclase des grains d'apatite, de minéral, de titanite, plus rarement de hornblende et dans un seul cas un minéral biaxe négatif dont les caractères morphologiques et optiques le rapprochent de la prehnite. Ce minéral est entouré d'une couronne mince de plagioclase albitique, parfaitement limpide.

Le quartz est, dans la majorité des cas, un constituant sporadique. Il occupe une place importante dans les amphibolites qui affleurent dans le P. Gârbova, où il peut constituer jusqu'à 20% de la masse de la roche. Ses xénoblastes varient entre $1 \times 0,8$ mm et $0,5 \times 0,3$ mm. Ils sont répandus régulièrement dans la masse de la roche; l'extinction est légèrement roulante. La biotite apparaît en feuillets allongés pouvant atteindre $3 \times 0,5$ mm. Elle est habituellement rare; dans un seul cas elle constitue le 15% de la masse de la roche. Elle est brun foncé avec un fort pleochroïsme entre le brun

foncé et le brun jaunâtre. Parfois, elle est remplacée par la chlorite et la séricite-muscovite. Les inclusions contenues dans la biotite sont des apatites, des minerais et plus rarement du zircon. La titanite est un constituant fréquent. Ses grains sont légèrement allongés avec les extrémités arrondies et peuvent atteindre 0,8—0,3 mm. Le minerai le plus fréquent est l'ilménite, facilement reconnaissable à sa forme caractéristique : plages allongées avec échancrures arrondies et prolongements digitiformes. La pyrite et la magnétite sont plus rares. Une substance limonitique, jaune rougâtre colore la section par endroits. L'apatite est fréquente mais en faible quantité. Comme minéraux secondaires, outre la séricite et la chlorite, entrent encore en ligne l'épidote et la zoïsite. Elles se forment aux dépens du plagioclase et de la hornblende. Elles apparaissent aussi dans les crevasses, déposées par les solutions hydratées.

Proportions des éléments constitutifs : quartz 0—8% (un seul cas jusqu'à 20%), plagioclase 10—80% (fréquemment 35—55%), hornblende 7—72% (fréquemment 30—45%), biotite 0—16% (fréquemment 35—57%), minerai 0—3% (fréquemment 1—1,5%), titanite 0—5%, puis apatite, grenat, épidote, zoïsite, calcite, ensemble 2%.

TABLEAU II

Analyse chimique d'une amphibolite quartzifère :

		Valeurs Niggli		Composition minéralogique
SiO ₂	60,98			
TiO ₂	1,72	<i>si</i>	213	hornblende
Al ₂ O ₃	14,03	<i>al</i>	29	biotite-chlorite
F ₂ O ₃	0,77	<i>fm</i>	23	quartz
FeO	3,88	<i>c</i>	24	plagioclase
MnO	0,07	<i>alc</i>	24	apatite
MgO	1,81	<i>k</i>	0,38	zircon
CaO	6,48	<i>mg</i>	0,41	titanite
Na ₂ O	4,19	<i>c/fm</i>	0,82	minerai
K ₂ O	4,28	<i>qz</i>	+17	
H ₂ O +	1,36			Analysé par :
H ₂ O —	0,10			P. BEARTH (Bâle)
P ₂ O ₅	0,23			
	99,90			

Par les valeurs *si*, *fm* et *c* elle se rapproche de certains termes du magma granodioritique. La valeur élevée *c* dénote la présence d'un plagioclase plus basique ; *c* toutefois entre encore dans la composition de la hornblende à côté de *fm*. La valeur *alc* est un peu trop élevée et,

comme ni l'orthose ni la muscovite n'entrent dans la composition de la roche, il faut répartir les alcalis entre la biotite et la partie albitique du plagioclase. Cependant il n'est pas exclu qu'une partie des *alc* entre aussi dans la hornblende (tableau II).

*Amphibolites éclogitiques*¹⁾. Dans les schistes cristallins du groupe du Lotru, les amphibolites éclogitiques sont assez rares. Elles sont citées pour la première fois par L. MRAZEC dans sa classification des roches cristallines des Carpates Méridionales (36). Aujourd'hui, elles sont signalées en plusieurs endroits. A. STRECKEISEN a décrit des amphibolites éclogitiques de la Valea Pleşcoaiiei, près de Brezoi (76). Le même auteur les a rencontrées encore dans les environs du Monastère de Bistriţa au S de Brezoi ; puis dans la région des Portes de Fer. VENDL décrit des amphibolites éclogitiques rencontrées dans le P. Râscoalci au NE du village de Petrila (82).

Dans notre région, ces roches accompagnent les amphibolites communes de l'étroite lentille de la Valea Jiului Transilvânean (Voevod). Dans cette lentille, on distingue, d'après leur texture et leur structure, ainsi que d'après leur composition, trois types d'amphibolites : les amphibolites éclogitiques, les amphibolites à structure porphyroblastique cyclopique et les amphibolites feldspatiques quartzifères communes. Nous ne nous occuperons ici que des deux premiers types. Les amphibolites feldspatiques ne diffèrent guère de celles décrites ci-dessus.

Les amphibolites éclogitiques sont développées à l'extrémité W de la zone mentionnée. A l'œil nu elles ne diffèrent que rarement des amphibolites communes ; dans ce cas la roche est plutôt massive que schisteuse ; elle est d'un noir verdâtre et à grain fin ; à l'œil nu, on voit de petites taches blanchâtres, sans éclat, à l'intérieur desquelles on aperçoit presque toujours quelque petit grain d'un grenat rouge foncé. A l'œil nu on peut apercevoir encore de la pyrite et dans certains cas de la biotite. Sous le microscope, la texture des roches apparaît schisteuse et leur structure hétéroblastique-porphyroblastique. De grands cristaux de hornblende et de grenat flottent dans une masse formée par un tissu microblastique de plagioclase et de hornblende. Outre la hornblende et le grenat, entrent encore dans la composition de ces roches du plagioclase, du quartz, de la séricite, de la chlorite-biotite, de la

¹⁾ D'après NIGGLI (16) et A. STRECKEISEN (75) on nomme amphibolites éclogitiques les termes de transition entre des éclogites et des amphibolites communes, caractérisées par la présence du grenat et d'un tissu microdiablastique de hornblende et de plagioclase. L. HEZNER (19) donne cette dénomination à des roches de transition entre des éclogites et des amphibolites, qui contiennent du pyroxène et de l'amphibole en partie égale. Dans le présent ouvrage, le terme d'amphibolite éclogitique est employé dans le sens que lui donnent NIGGLI et STRECKEISEN.

zoïsité de la pyrite, de la magnétite, du rutile, du carbonate, de la prehnite, et de l'apatite.

La hornblende apparaît sous forme de grands cristaux (jusqu'à 3 mm de diam.), sous forme de petits grains fins dans le tissu diablastique et sous forme de petits prismes allongés, à disposition rayonnante dans l'auréole kélyphitique du grenat. Les grands grains ont un contour irrégulier, sont criblés de grains de plagioclase, rarement de quartz, rappelant la structure pegmatitique. Les interstices sont occupés par un tissu microdiablastique ou cryptodiablastique, de plagioclase et de hornblende. Entre les nicols croisés on observe l'extinction commune de portions entières de cette masse, ce qui pourrait indiquer qu'elles appartiennent au même grain de hornblende. Parfois la hornblende est vert-brunâtre avec un fort pléochroïsme ; ng = vert foncé bleuâtre, nm = brun verdâtre, np = verdâtre pâle ; d'autres fois la couleur en est effacée et le pléochroïsme réduit (hornblende du tissu diablastique). Les prismes fins allongés de l'auréole kélyphitique sont toujours colorés. Le grenat apparaît en grains à peu près isométriques (1 × 1 mm). Il est incolore et traversé par de nombreuses fissures remplies de chlorite, de quartz, de plagioclase et parfois de hornblende. Ses bords sont extrêmement dentelés, garnis de nombreux golfes dans lesquels pénètrent les prismes de la hornblende et du plagioclase de l'auréole kélyphitique. Dans la constitution de cette auréole entrent encore, d'une manière subordonnée, du minéral, de la chlorite, de la séricite, de la zoïsité. Souvent le contour extérieur de l'auréole est cristallographique ; il présente une face rhombique, tandis que le grenat lui-même ne possède plus aucune trace d'idiomorphisme. L. HEZNER nous a fourni une série de preuves démontrant la formation de l'auréole kélyphitique aux dépens du grenat (19, p. 68). La transformation du grenat procède de la périphérie vers l'intérieur et progresse sans conserver la forme du cristal. Dans le dernier stade de transformation, le grenat a disparu comme tel et sa place est occupée par un agrégat de cristaux de hornblende, de plagioclase et de minéral.

Le plagioclase (25% An) n'apparaît que sous forme de petits grains (plus petits que 0,40 mm diam.). Il est parfaitement limpide, vitreux et pauvre en macles. Là où le grenat a disparu, le plagioclase apparaît en quantités plus grandes. Le quartz est extrêmement rare. Le minéral (magnétite et pyrite) apparaît sous forme de poudre dans l'auréole kélyphitique et sous forme de grandes plages dispersées dans toute la roche. Le rutile est relativement fréquent, généralement enfermé dans un cadre étroit de titanite. La séricite est assez fréquente et apparaît en écailles allongées, ordinairement accompagnée d'une fine poudre de minéral. La chlorite apparaît sous le même aspect que la séricite avec laquelle elle est en concrescence. Il semble que toutes deux sont nées aux dépens de la biotite, qui, comme telle, n'apparaît que très rarement. Le carbonate apporté par les eaux d'infiltration apparaît

surtout en nids et en veinules. La zoisite est sporadique. L'apatite est commune mais en faible proportion. La prehnite apparaît dans les fissures de la roche.

Amphibolites à structure porphyroblastique cyclopique. Elles suivent les amphibolites éclogitiques qu'elles entourent de tous les côtés.

Examinées à l'œil nu, elles n'apparaissent pas différentes des amphibolites communes. Leur texture est faiblement schisteuse. La structure porphyroblastique est déterminée par les grands grains de la hornblende (jusqu'à 3 mm diam.) au contour très irrégulier. La masse fondamentale est formée d'un agrégat granoblastique composé de hornblende, de plagioclase, de biotite, plus rarement de quartz. La structure diablastique, caractéristique des amphibolites éclogitiques, s'y maintient dans certains endroits. Dans ce cas, les éléments de ce tissu (hornblende et plagioclase) sont plus grands. Un autre caractère qui les rapproche des amphibolites éclogitiques, est l'aspect de la hornblende. Le grenat est rare et il paraît représenter des restes d'autres grains plus grands. Les autres constituants sont identiques à ceux des amphibolites éclogitiques. Il n'y a que la biotite qui ait un développement plus intense. Les amphibolites à structure cyclopique correspondent au « type 1 » d'amphibolitisation des éclogites de l'Ötztal (19). Le terme théorique final vers lequel tend la transformation, est une amphibolite porphyroïde avec une masse fondamentale néphritique et des phénocristaux de hornblende.

Les amphibolites éclogitiques représentent sans doute le faciès métamorphique de certaines éclogites. D'après le caractère de leur structure et d'après leur constitution actuelle, ainsi que d'après leur mode d'apparition, les amphibolites éclogitiques du Lotru correspondent aux amphibolites kélyphitiques de l'Ötztal, décrits par L. HEZNER et W. HAMMER (19, 17). Elles correspondent aussi aux éclogites amphibolitisées du Nord de la Norvège, décrites par P. ESKOLA (11), aux amphibolites éclogitiques de la Silvretta, décrites par A. STRECKEISEN et F. SPÄENHAUER (75, 71). Si les opinions sur la formation des amphibolites éclogitiques concordent (amphibolitisation des éclogites), elles sont divergentes en ce qui concerne la genèse des éclogites elles-mêmes. D'après L. HEZNER les éclogites se sont formées aux dépens de certaines roches gabbroïdes, dans une zone profonde, où la pression dynamique se combinait dans un certain degré avec l'état statique (19, p. 35).

D'après W. HAMMER ces roches représentent le faciès métamorphique de certaines roches gabbroïdes, faciès de régions puissamment influencées tectoniquement et fortement injectées de magma granitique. P. ESKOLA considère les éclogites comme des roches primaires, représentant des fragments détachés de grandes masses de roches éclogitiques, situées à une profondeur considérable, et apportées à des horizons plus proches de la surface par la magma acide, à l'époque d'un grand diastrophisme (11, pp. 64, 81).

Quelle que soit l'origine de ces roches, un fait général découle de toutes



les observations faites dans diverses régions : c'est qu'elles apparaissent toujours en liaison avec des roches éruptives, acides (Norvège), basiques (Ötztal, Silvretta, etc.). Il en est de même dans la région étudiée. Les amphibolites qui enceignent les éclogites amphibolitisées de la Valea Jiului Transilvânean, sont sans doute d'origine magmatique.

DIORITES

Les diorites ont leur plus grand développement dans la partie méridionale de la région étudiée. Dans le mont Ciobanu, elles forment un massif assez important, remarqué pour la première fois par GR. ȘTEFĂNESCU et ensuite décrit comme massif dioritique par L. MRAZEC et G. MURGOCI (41). Les roches ont une texture non orientée, massive et une structure granitique-grenue. Vers le bord du massif, la texture schisteuse tend à remplacer l'autre. La hornblende est le constituant prédominant, ce qui donne une teinte noire aux roches. Les grains de hornblende peuvent atteindre 1 cm de longueur. Toutefois, les dimensions les plus fréquentes oscillent entre 3 et 2 mm diam. Autour du massif, apparaissent de nombreux filons et apophyses de dimensions très variables. Dans le reste de la région, ils sont intercalés dans les gneiss plagioclasiques parallèlement à leur schistosité. Les affleurements les plus nombreux sont signalés sur le versant Nord de la Valea Jiului, puis dans le Muncelul Cimpiei. En liaison avec les diorites du versant Nord de la Valea Jiului ainsi qu'avec celles du Muncelul Cimpiei, apparaissent, aussi sur une étendue beaucoup moindre, des roches péridotiques et des serpentines ; parmi les diorites de Ciobanu, on rencontre des schistes actinolitiques renfermant de la chlorite. Nous nous en occuperons plus loin. Les diorites sont pénétrées çà et là par des solutions pegmatitiques et aplitiques (Ciobanu, Muncelul Cimpiei). Des cas analogues ont été constatés par VENDL dans les monts du Sebeș et du Ciobanu (p. 193).

Les affleurements les plus importants de diorites se présentent, dans notre région, surtout dans la partie S du Cristallin du Lotru, c'est-à-dire dans la région la plus proche de la ligne tectonique. Malgré cette proximité du plan du charriage, il ne paraît exister aucune relation entre la disposition de ces roches et le chevauchement de la nappe, puisque les roches dioritiques, ayant les mêmes caractères, sont répandues partout dans le Cristallin du Lotru ; d'autre part, les pegmatites, qui sans doute sont antérieures au charriage, traversent également les diorites.

Les diorites sont en général fraîches, excepté celles appartenant à la zone diaphthoritique. Les minéraux secondaires sont rares. Les fissures de la roche sont remplies de carbonate et de quartz. La composition minéralogique des roches est indiquée dans le tableau III. A côté des limites extrêmes, entre lesquelles oscillent les divers constituants, est aussi indiqué leur pourcentage moyen,



D'après ce tableau on voit que les éléments mélanocrates constituent plus des 4/8 de la masse de la roche. Selon la classification de NIGGLI (52) ces roches s'appelleraient méladiorites. D'après la fréquence des éléments mélanocrates on peut distinguer plusieurs sous-groupes comme variétés locales: des méladiorites à hornblende, des méladiorites à hornblende et pyroxène, des méladiorites à hornblende et biotite, des hornblendites.

TABLEAU III
Composition minéralogique des diorites

	Méladiorites à hornblende		Méladiorites à hornblende et pyroxène		Méladiorites à hornblende et biotite		Hornblendites	
	Limites	Moyenne	Limites	Moyenne	Limites	Moyenne	Limites	Moyenne
Quartz	0-10	4,3	0-10	5	5-10	7	0,3-2	1
Plagioclase	10-45	27	38-55	42	20-22	20	0,5-5	2,7
Hornblende	35-75	63,23	25-50	36	54-65	59	86-95	92
Pyroxène	—	—	8-25	15	—	—	—	—
Biotite	0-2	0,8	—	—	10-10	10	0,3-1	0,5
Grenat	0-2	0,8	0-1	0,5	—	—	—	—
Minerai	0-3	1,5	0,5-1	0,8	2-5	3	0-4	2
Titanite	0-0,5	0,3	—	—	—	—	0-1,5	0,5
Rutile	—	—	0-0,5	0,25	0-0,5	0,30	0-0,5	0,3
Zircon	0-1	0,5	0-0,5	0,5	—	—	—	—
Epidote-zoïsite	0-5	1,3	0-0,5	0,05	—	—	0-0,5	0,2
Calcite	—	—	—	—	—	—	0-2	0,5
Prehnite	0-2	0,8	—	—	—	—	—	—
Apatite	0-2	0,5	—	—	0-1	0,7	0-0,5	0,34

La hornblende apparaît en prismes sans faces terminales. Ses cristaux atteignent $4 \times 5 \times 3$ mm. Ils entrent souvent en concrescence poecilitique avec le feldspath, ce que l'on a d'ailleurs observé bien souvent aussi chez les amphibolites. La hornblende est verte et possède le pléochroïsme habituel: *ng* = vert foncé avec nuance bleuâtre, *nm* = vert, *np* = jaune verdâtre. Elle contient des inclusions de minerai, de titanite et de zircon. Le pyroxène n'apparaît que dans les diorites du Muncelul Cimpui et dans celles du Dealul Simsiarii. Ses grains sont à peu près isométriques. Ils atteignent rarement 0,7 mm diam. C'est un diopside incolore avec un angle d'extinction de 45° . Il est presque toujours en concrescence parallèle avec de la hornblende. A l'intérieur du grain de pyroxène on voit souvent des taches irré-

gulières de hornblende verte. La biotite est très fréquente dans les diorites à l'Est du Dealul Fometescu et dans quelques-unes du Ciobanu. Elle est idiomorphe par rapport à la hornblende qu'elle traverse souvent en entier. Son pléochroïsme est normal. Elle contient de nombreuses inclusions de zircon à auréoles pléochroïques. Le plagioclase apparaît presque toujours en grains isométriques (0,7 mm diam.). Il est limpide, vitreux. Le pourcent d'anorthite, déterminé d'après la méthode de Fédorof oscille entre 40% et 50%. Les macles les plus fréquentes sont conformes à la loi de l'albite et de la péricline. Le quartz est rare; il moule les interstices des autres constituants. Le minéral est représenté par de l'ilménite et de la pyrite. La titanite et le rutile sont communs, mais en faible proportion. Le zircon apparaît spécialement sous forme d'inclusions dans les minéraux fémiques. L'apatite est rare. La calcite et la prehnite apparaissent dans les fissures. Quant à l'épidote-zoisite on ne la rencontre que dans certains cas.

ROCHES ULTRABASIQUES

Dans les diorites apparaissent parfois des nids de roches mélanocrates, composées d'olivine, de trémolite, d'actinote, de serpentine, de chlorite. Je n'ai pas rencontré de roches de cette espèce directement dans les gneiss. D'après leur composition, on peut distinguer les variétés suivantes: serpentines à trémolite et à olivine, serpentines communes et schistes chlorito-actinolitiques.

Serpentines à trémolite et à olivine. Au NW des diorites du Muncelul Cimpui apparaît l'affleurement le plus développé de roches de cette espèce. Elles attirent aussitôt l'attention par leur aspect vergeté. A distance on peut les prendre pour des amphibolites rubanées (fig. 2, pl. 1).

La roche présente une série de raies parallèles foncées et claires. Les raies claires sont, en général, plus larges. Quant aux raies foncées, ce sont, en réalité, des rainures plus ou moins profondes dont le fond noir, très irrégulier est dû à une altération et à une érosion irrégulière. La cassure de la roche est irrégulière, plutôt esquilleuse. A ces rainures correspond à l'intérieur de la roche un fin agrégat cristallin, dans lequel on peut à peine distinguer, à l'œil nu, quelques petites écailles de chlorite, ou quelques petits cristaux aciculaires de trémolite. Dans le reste de la roche la masse est compacte et paraît être composée de serpentine. C'est à peine si, sous le microscope, on peut observer que, outre ces minéraux, la roche contient encore de l'olivine de l'actinote, du minéral. Voici le pourcentage de ces constituants: trémolite 10—25%, olivine 5—15%, serpentine 20—35%, chlorite 5—10%, minéral 5—15%.

L'aspect rubané de l'extérieur est déterminé par une certaine dispo-



sition des constituants à l'intérieur de la roche. La masse de la roche, à laquelle correspondent à l'extérieur des raies blanchâtres, a une texture compacte et est composée en majeure partie d'écailles de serpentine disposées tout à fait au hasard, de lamelles de chlorite et de quantités relativement grandes de minéral. Aux rainures correspond, dans la masse de la roche, un agrégat fin cristallin, composé d'olivine, trémolite, chlorite, serpentine et, secondairement de minéral. Il est probable que la formation des rainures a été favorisée par le manque de minéral de ces parties. Dans les endroits où l'olivine est fréquente, se développe la structure en filet caractéristique. D'autres fois, la structure est schisteuse, déterminée par la disposition des lamelles de trémolite et de chlorite. L'olivine est développée sous forme de grains incolores arrondis, isométriques (0,1 mm diam.), séparés les uns des autres par des bandes de serpentine. Parfois plusieurs de ces grains ont une orientation commune, ce qui prouve qu'ils proviennent d'un même grain plus grand. La plus grande partie de l'olivine a été serpentinisée. La trémolite est beaucoup plus répandue que l'olivine. Ses cristaux prismatiques, sans terminaisons cristallographiques sont incolores, sans pléochroïsme. L'angle d'extinction varie entre 14° et 15° . Parfois ces cristaux sont aussi traversés de veinules de serpentine. L'actinote, plus sporadique que la trémolite, diffère de celle-ci par sa couleur légèrement verdâtre et par la forme irrégulière de ses plages. Elle est sans doute un produit résultant de l'ouraltisation du pyroxène. La serpentine est le constituant le plus important de ces roches. Le contour polygonal des grains est marqué par une fine poudre de minéral. La serpentine est jaunâtre, a une biréfringence réduite (gris-cendré I ord.), l'extinction roulante, le signe optique négatif. Par places, la roche est traversée par des bandes de chrysotile. La chlorite apparaît en lamelles atteignant $1 \times 0,5$ mm. Elle est incolore, possède une biréfringence réduite, gris-cendré, l'extinction droite, l'allongement négatif. Ses propriétés morphologiques et optiques sont caractéristiques de la pennine. Le minéral est représenté par la magnétite. Les roches décrites ci-dessus peuvent être nommées, d'après leur aspect, *serpentinees rubannées*.

Parmi les diorites du versant N de la Valea Jiețului on rencontre des blocs d'une roche riche en serpentine, mais qui diffère de celle décrite plus haut. C'est une roche très dure, compacte, présentant sur les faces d'altération de nombreux nodules caractéristiques. C'est pourquoi nous lui donnerons le nom de *serpentine noduleuse*.

Dans la roche fraîche on distingue une masse compacte, de teinte foncée, composée en majeure partie de serpentine, dans laquelle sont disséminés des nids de trémolite et de chlorite. Ces nids correspondent aux nodules de la surface et peuvent atteindre 5 mm de diamètre. La composition de la roche est la suivante : olivine 25—30%, trémolite 25—30%, chlorite 20—25%, actinote 3—5%, minéral 7—10%. Les propriétés morphologiques et optiques de ces



minéraux sont identiques à celles décrites plus haut. Ce qui leur est propre, c'est leur disposition dans la roche. Les nodules mentionnés ci-dessus sont composés de petites lamelles de chlorite (pennine) entourées d'une zone formée par des prismes de trémolite qui sont à peu près tangents au nid. Ce sont les minéraux les plus développés de la roche ($0,40 \times 0,30$ mm). A l'intérieur du nid, la trémolite est beaucoup plus rare, de même que dans le reste de la roche.

Serpentines communes. Ces roches sont composées presque exclusivement de serpentine. Elles apparaissent intercalées dans les diorites écrasées de P. Muncelul. Elles sont compactes, de teinte foncée et très dures. Aucun minéral primaire n'a subsisté. La serpentinitisation s'est effectuée complètement. La serpentine n'est représentée que par la variété finement écaillée à structure grillagée.

Schistes actinolitiques. Ils apparaissent parmi les diorites du versant N du mont Ciobanu et attirent aussitôt l'attention par leur aspect schisteux qui présente un contraste frappant avec celui des diorites massives.

Leur texture schisteuse est parfois absolument plane, d'autres fois, légèrement ondulée. Ils sont moins durs que les diorites, et sous le marteau se séparent suivant le plan de schistosité. Leurs faces, sont recouvertes de petites écailles d'actinote, parmi lesquelles sont mis en évidence quelques cristaux prismatiques bien individualisés du même minéral. Par-ci par-là, on remarque des taches luisantes de chlorite. La cassure transversale permet de distinguer facilement une masse fondamentale finement grenue, composée d'écailles d'actinote dans laquelle sont dispersés de grands cristaux d'actinote qui peuvent atteindre $3 \times 0,4$ mm. Sous le microscope, on constate outre l'actinote qui constitue plus de 90% de la roche, de la chlorite (8%); la roche contient encore un peu de minéral, un peu de substance limonitique et très rarement quelque petit grain d'apatite. Le tissu fondamental montre une texture schisteuse et une structure granoblastique ou lépidoblastique. Il est composé de petits cristaux prismatiques, quelquefois équi-granulaires d'actinote. Dans cette masse flottent les grands cristaux mentionnés ci-dessus, quelquefois disposés dans le plan de schistosité, d'autres fois disposés irrégulièrement. Ceux-ci apparaissent sous forme de prismes aciculaires possédant souvent des faces terminales cristallographiques. Les sections basales présentent un contour cristallographique avec les faces (010) et (110) développées. Le clivage (110) est facilement visible. Le pléochroïsme est très faible: *ng* = pâle jaunâtre, *nm* = pale, *np* = incolore. L'angle d'extinction varie entre 15° et 18° .

La chlorite est développée sous forme de feuilles allongées (2×1 mm) qui s'agglomèrent ordinairement en lentilles rangées en boutonnière.



dans le plan de schistosité de la roche. Son pléochroïsme est beaucoup plus prononcé que celui de l'actinote : vert pâle à brun verdâtre ; il possède un allongement négatif, est uniaxe positif ou légèrement biaxe. Les couleurs de biréfringence sont basses (gris cendré I ordre). Les caractères optiques la rapprochent de la pennine. Le minéral et l'apatite ne présentent rien de particulier.

CONCLUSIONS SUR LES AMPHIBOLITES, LES DIORITES ET LES ROCHES ULTRABASIQUES

Dans la région étudiée, les roches amphiboliques les plus répandues apparaissent en massifs discordants par rapport aux gneiss plagioclasiques. Leur caractère est nettement intrusif ; ce sont des diorites typiques. Les lentilles qui se trouvent autour du massif, de même que celles du reste de la région, apparaissent en concordance parmi les gneiss plagioclasiques et ont une schistosité prononcée. Comme aucun autre caractère ne les différencie des diorites massives, je leur ai attribué également une origine intrusive. VENDL (82) arrive aussi à la même conclusion à la suite de ses recherches complétées de nombreuses données chimiques.

Leur apparition a eut lieu après le métamorphisme régional, qui a donné naissance aux gneiss plagioclasiques micacés, car ce sont d'ordinaire ceux-ci qui sont coupés par les diorites.

Les diorites contiennent souvent des nids constitués par des roches ultrabasiques, partiellement ou totalement serpentinisées. Ce sont des roches en équilibre instable. Le produit final vers lequel elles tendent est un mélange de serpentine et de chlorite. D'après leurs composants principaux et le degré de métamorphisme, ces roches ressemblent aux stubachit (serpentines de Stubach) décrites par WEINSCHENK (85) et FR. ANGEL (2)¹⁾.

Il est possible, mais sans qu'on puisse l'affirmer, que les roches dont nous nous occupons doivent leur métamorphisme aux mêmes causes que les stubachitserpentines.

Quant à la nature de la roche primaire, nous pourrions y remonter par inférence à partir des produits secondaires actuels. La serpentine provient,

¹⁾ D'après WEINSCHENK les stubachitserpentines proviennent des stubachites, — roches composées d'olivine, de pyroxène, d'antigorite, ainsi que de spinelle, de chromite, de magnétite, de pyrite, et comme éléments accessoires, de trémolite, de talc, de chlorite, de carbonates rhomboédriques. Le processus de serpentinitisation est dû à un écrasement et à un broyage à l'intérieur de la roche massive, — « ...eine innere Zermalmung des verfestigten Gesteines » — ce qui donne libre passage aux vapeurs et aux gaz, qui à leur tour vont achever le processus de serpentinitisation. FR. ANGEL, dans son étude sur certaines roches identiques à celles décrites par WEINSCHENK établit avec plus de détails les moments importants dans la genèse de ces serpentines.

en grande partie, de l'olivine. La quantité d'olivine de la roche primaire était cependant variable; dans certaines roches (les schistes actinolitiques du Cio-banu), elle paraît manquer totalement. Dans cette espèce de roche on ne trouve aucun minéral qui pourrait prouver avec certitude la présence antérieure d'olivine. Dans les autres roches (serpentes rubannées et serpentes noduleuses) la trémolite apparaît comme telle en quantité relativement grande et l'emporte sur l'olivine. Il est fort probable que la trémolite est un minéral secondaire, qui, selon toutes apparences, provient de la transformation du pyroxène de la roche primaire, ainsi que l'actinote des schistes actinolitiques. En tenant compte de la proportion relativement grande des minéraux amphiboliques qu'ont certaines roches, nous pouvons supposer que ces roches représentent un dérivé métamorphique de certains pyroxénites à olivine. Là où l'on ne peut plus déterminer la nature du minéral primaire transformé actuellement en serpentine (c'est-à-dire, là où la serpentinisation est déjà très avancée) il est impossible de préciser si la roche primaire a été une pyroxénite à olivine, ou bien une péridotite à pyroxène.

A l'occasion d'une étude de la wehrlite du mont Ursu, L. MRAZEC et G. MURGOCI mentionnent une péridotite à amphibole de la vallée du Jieț et arrivent à la conclusion que «...es wäre möglich, dass einige Amphibolperidotite uralitisierte Pyroxenperidotite sind» (45, p. 27). Il semble que la serpentinisation du pyroxène est précédée de l'ouralitisation de celui-ci et puis c'est l'uralite qui se transforme en serpentine. Ce qui est curieux, c'est que dans les roches sans olivine (schistes actinolitiques) on n'observe pas la serpentinisation du pyroxène, ni celle de la hornblende ouralitique. Ce fait suggère l'idée que la présence de l'olivine favoriserait la serpentinisation du pyroxène: là où il n'existe pas d'olivine, la serpentine manque aussi. La chlorite apparaît en concrescence parallèle avec la trémolite et a des formes cristallographiques. Il n'est pas exclu que ces deux minéraux (la chlorite et la trémolite) se soient formés simultanément, mais il est difficile d'affirmer qu'ils dérivent d'un même minéral.

Ce qui est fort curieux, c'est que les serpentes apparaissent toujours à l'intérieur des diorites et des amphibolites. Dans notre région, je n'ai trouvé nulle part dans l'étendue du Cristallin du Lotru des serpentes apparaissant dans les gneiss micacés. Excepté ceux qui affleurent dans la V. Jiețului et qui appartiennent aux ophiolites mésozoïques. Quoique je n'ai pu voir un contact net entre les roches ultrabasiques et les diorites (les affleurements étant faiblement développés) je puis affirmer cependant qu'il n'y a pas de passages graduels des roches à serpentine aux diorites, car leurs limites respectives paraissent être nettes.

Une autre question se pose en liaison avec cette observation, celle de l'âge de ces deux espèces de roches. Les serpentes représentent-elles



une différenciation plus basique des diorites, ou la consolidation de ces deux roches s'est-elle effectuée à des époques différentes. K. MÖCKEL (32) dans la carte géologique de la région du S de Răşinari nous en donne un exemple des plus typiques. Dans la Valea Muntelui un affleurement assez grand d'amphibolite entoure complètement deux lentilles de serpentine. Autour de la serpentine se développe une zone étroite de schistes chlorito-épidotiques. MÖCKEL les considère comme un produit de contact du magma périclitique, apparu ultérieurement à la consolidation des amphibolites. Ou bien ce contact a été déterminé par la présence du magma ultrabasique qui aurait dû être plus récent que l'amphibolite, ou bien le pyroxénite lui-même a été différencié dans un stade antérieur et serait métamorphisé au contact du magma dioritique, présentant ainsi un cas d'autométamorphisme (16). Outre la zone chlorito-épidotique, que MÖCKEL attribue au contact du magma périclitique, il ne faut pas oublier le métamorphisme total des roches ultrabasiques. Dans la partie descriptive de notre travail, nous avons montré que ces roches sont des dérivés métamorphiques de certaines roches intrusives (périclitites et pyroxénites). En tenant compte du métamorphisme de ces roches et du fait qu'elles apparaissent à l'intérieur des diorites, nous sommes plutôt enclin à croire que ces roches représentent des différenciations plus basiques de la première phase de consolidation des diorites et qu'elles ont été apportées ensuite plus près de la surface au temps de l'intrusion qui est aussi celui de leur métamorphisme. Cependant la possibilité ne semble pas exclue qu'elles représentent des fragments de périclitite et de pyroxénite, consolidées déjà au moment de l'apparition du magma dioritique et apportées par ce dernier des profondeurs vers des niveaux plus proches de la surface. Ainsi, l'explication donnée par P. ESKOLA, relativement à la genèse des éclogites, pourrait être appliquée aussi au cas des périclitites et des pyroxénites du Cristallin du Lotru. D'après cette observation, il semble que les roches ultrabasiques sont les produits des premières consolidations magmatiques de la région. Leur métamorphisme s'est effectué d'une manière assez compliquée, et ce problème ne peut être résolu actuellement à cause de l'insuffisance des matériaux dont nous disposons.

SOLUTIONS ET INJECTIONS ACIDES (APLITES, PEGMATITES, QUARTZ HYDROTHERMAUX)

Ce qui caractérise surtout le Cristallin du Lotru c'est la grande fréquence des aplites et des pegmatites. Ces dernières traversent toutes les roches du cristallin, apparaissant soit sous forme de filons transversaux, soit sous forme de filon-couche. Leurs affleurements se présentent aussi bien isolés que groupés et concentrés dans certaines régions, formant ainsi des zones plus ou moins étendues,



Aplites. Ces roches ont leur plus grand développement dans le P. Cimpîi (cours moyen), puis dans le P. Simsiori et sur le versant S du Jiu (de l'E du village de Cimpa jusqu'à l'W de la maison du garde-forestier de Voevod).

Des affleurements isolés se présentent dans la région du Nord de D. Loleii, puis sur le versant W du Plaiul Godului. Les intercalations aplitiques varient de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur. D'habitude, elles sont accompagnées de pegmatites. Souvent les solutions aplitiques pénètrent sous forme de veinules (qui ne dépassent pas quelques millimètres), dans les gneiss plagioclasiqes, donnant ainsi naissance aux gneiss injectés. Ce n'est que sous le microscope qu'on peut distinguer la partie gneissique de la partie aplitique. Ces roches ne peuvent pas être séparées sur le terrain. Les aplites sont blanches, ont un grain fin, généralement équi-grulaire et une texture souvent schisteuse. D'après la texture, elles pourraient être nommées orthogneiss ou gneiss aplitiques. Composition minéralogique : feldspath potassique 12—33 %, plagioclase 20—40 %, quartz 25—45 %, biotite 3—15 %, muscovite 0—10 %, hornblende 0—2 %, grenat 0—2 %, zircon 0—1 %, apatite 0—1 %, titanite 0—1 %, minéral 0—2 %; épidote, orthite, chlorite, ensemble 0—5 %.

Le feldspath potassique est du microcline. Ses cristaux atteignent 1 × 1 mm diam. Ils sont frais, ont un aspect vitreux et contiennent des inclusions de plagioclase, de quartz, de biotite et d'apatite. De place en place, le microcline apparaît en concrescence avec le quartz, déterminant ainsi une structure graphique. Le plagioclase est de l'albite (14—20 % An). Ses grains sont xénomorphes, isométriques (1 à 0,6 mm diam.). Il contient des inclusions de quartz, de biotite, d'apatite, quelquefois aussi de microcline. Le quartz moule les autres éléments de la roche. Son extinction est légèrement roulante. La biotite est relativement fréquente. Ses lamelles atteignent 2 × 1 mm. Fraîche, elle est brun foncé et a un fort pléochroïsme variant du brun-foncé au jaune-paille. L'épidote et l'orthite apparaissent seulement dans quelques roches. Ces minéraux paraissent être nés des solutions hydratées, dans la dernière phase de formation des aplites et des pegmatites. La muscovite est moins fréquente que la biotite et souvent manque totalement. Je n'ai rencontré qu'en deux cas la hornblende. L'apatite, le zircon, le grenat et le minéral ne présentent rien de particulier.

Pegmatites. Ces roches ont habituellement un grain moyen. Ce n'est qu'en certains cas (P. Cimpîi) que les cristaux de plagioclase peuvent atteindre 8,9 cm de longueur. Sa composition minéralogique est assez uniforme. Le minéral principal est un plagioclase avec approximativement 20 % An. Il est blanc, vitreux dans la roche fraîche, et terreux dans les roches altérées. Ses grains sont souvent développés en plaquettes d'après (100). Les macles polysynthétiques suivant la loi de l'albite sont aussi fréquentes. La macle de la



péricline est plus rare. Il contient des gouttes arrondies de quartz, puis des inclusions de muscovite, de biotite, d'apatite. Dans les roches altérées le plagioclase est trouble à cause d'une poudre fine se trouvant généralement sur les faces de clivage et sur les plans de macles. Le feldspath potassique manque totalement dans la majorité des cas. Là où il apparaît, il est représenté par du microcline. Les différenciations perthitiques s'observent rarement. Le quartz xénomorphe, n'atteint jamais les dimensions du plagioclase. Le quartz aussi apparaît dans le feldspath et dans le grenat sous forme de gouttes. Son extinction est habituellement roulante. La muscovite est le mica le plus fréquent, et elle apparaît dans toutes les pegmatites. Ses lamelles atteignent 3 cm diam., formant quelquefois des paquets ayant jusqu'à 2 cm d'épaisseur. La biotite est plus rare. Elle est brun foncé et possède le pléochroïsme habituel, elle contient des inclusions de zircon à auréoles radioactives. J'ai rencontré du grenat dans les pegmatites de P. Sterminosul et P. Cimpîi. Ses cristaux parfois parfaitement idiomorphes (trapézoédres) atteignent 1 cm de diam. L'apatite, le zircon, le minéral, l'épidote complètent la liste des minéraux pegmatitiques.

Les pegmatites ainsi décrites se distinguent, comme nous l'avons vu, par l'association: plagioclase (20% An) — quartz — micas. Habituellement le feldspath potassique manque, le grenat est rare. Cette composition ne correspond pas à la définition des pegmatites, considérées comme des roches à gros grain, provenant de solutions résiduelles d'un magma consolidé et caractérisée par la présence du bore, du fluor, du soufre, etc., et par des éléments rares qui ne se trouvent pas ordinairement dans les autres roches. Parmi les minéraux caractéristiques des pegmatites de la région, n'apparaît que la tourmaline, et encore elle est rare. Dans notre région je n'ai pas réussi à trouver de la tourmaline dans les pegmatites. Dans les monts du Sebeș, A. VENDL la cite seulement parmi les pegmatites de Piatra Albă. Dans les Monts du Lotru elle est signalée à Măileasa-Nopteasa (13). Le terme de pegmatite, dans la plupart des cas, n'est donc justifié que par la texture de la roche; d'autre part leur composition ne diffère pas qualitativement de celle des gneiss plagioclasiques. En même temps, on constate encore à proximité des pegmatites, un accroissement de taille des divers éléments des gneiss. Les micas et le plagioclase deviennent de plus en plus grands en approchant des pegmatites; ainsi naissent les termes intermédiaires entre ces deux espèces de roches par une sorte de pegmatisation des gneiss. Pour tous ces motifs, la genèse de ces pegmatites paraît être différente de celle des pegmatites ordinaires. DALY, partant des observations faites dans la Colombie Britannique, arrive à la conclusion qu'une partie des pegmatites et des aplites tirent leur origine des solutions sélectives (10, p. 370)¹⁾.

¹⁾ D'après DALY, à l'époque du métamorphisme régional intense, spécialement dynamique, les couches de la grande profondeur, chargées de beaucoup d'eau interstitielle,

Cette manière d'interpréter la genèse de certaines pegmatites est appliquée aussi par LACROIX aux pegmatites calco-alkalines de Madagascar (28) qui sont intercalées dans les gneiss sous forme de « lits parallèles », de lentilles, etc. Elles font corps commun avec les gneiss dont elles sont souvent inséparables. Le mode d'interprétation de la genèse des pegmatites énoncé par DALY et LACROIX, est applicable dans plusieurs cas aux pegmatites du Cristallin du Lotru et spécialement aux pegmatites dont la composition se rapproche de celle des gneiss plagioclasiques. Cette similitude est si grande que le plagioclase des pegmatites a le même pourcentage en An que les plagioclases des gneiss, ainsi que l'eut montré les déterminations par la méthode Fedoroff (61). C'est aussi par l'hypothèse de DALY que GHIKA interprète la genèse des pegmatites des Monts du Lotru. Cette méthode d'interprétation peut-elle s'appliquer à toutes les pegmatites ? C'est ce que dira l'avenir. Une partie des pegmatites doit être considérée comme étant des pegmatites communes. Ce sont spécialement celles qui sont riches en feldspath potassique et en éléments volatiles.

D. ROMAN considère les pegmatites de Munții Lotrului comme des filons et apophyses d'un laccolite granitique situé en profondeur dans la région des cataractes du Lotru (62). Les pegmatites à beryl et à tourmaline de la Valea Timișului (Banat) décrites par KIRNBAUER (25), ainsi que les pegmatites à tourmaline des Monts du Lotru et des Monts du Sebeș montrent une genèse pareille à celle des pegmatites provenant des solutions des résidus magmatiques.

Les aplites et les pegmatites sont sans doute les roches les plus récentes de la région. Elles traversent des gneiss micacés ainsi que les diorites et les amphibolites. Le degré de cristallinité élevé des gneiss voisins des pegmatites et des aplites est précisément dû à ces solutions acides. Celles-ci, relativement très fréquentes communiquent à tout le Cristallin du Lotru un caractère de grande cristallinité. En ce qui concerne l'âge des pegmatites et des aplites, on a admis que leur apparition a eu lieu avant le Carbonifère supérieur (80, p. 53).

Les quartz en filons apparaissent en liaison avec les aplites et les pegmatites. Ils sont très compacts et contiennent des écailles de muscovite-séricite. Ils ont une extinction roulante et sont parfois écrasés.

peuvent atteindre une température basse à laquelle des mélanges (eutectiques) de quartz et de feldspath peuvent entrer en solution avec de l'eau et des substances volatiles. Ainsi se forment des poches et des lentilles pleines de liquides, pouvant pénétrer et traverser les roches solides voisines à des distances indéfinies pour recristalliser plus tard dans les roches à caractère pegmatitique et de même composition que celle de la roche où avait lieu la formation du liquide. Ces roches saliques, quoique à caractère magmatique, n'ont aucune liaison directe avec les injections des profondeurs.



C) LE FACIES DIAPHTORITIQUE DU CRISTALLIN DU LOTRU

Les roches à caractère diaphtoritique forment à l'Ouest de Muncelul Jicului une zone d'à peu près 8 km de longueur et 3 km de largeur. En tenant compte des caractères de structure et de constitution de ces roches, nous avons admis qu'elles proviennent, par un métamorphisme rétrograde, des roches typiques du Cristallin du Lotru (56, 57). On peut y observer tous les termes de transition depuis le cristallin normal jusqu'aux véritables phyllites ; les roches acquièrent ainsi un caractère de métamorphisme épizonal, ce qui justifie la domination des roches diaphtoritiques dans le sens de BECKE (6). Dans la zone diaphtoritique mentionnée, rentrent toutes les roches qui constituent le Cristallin du Lotru. Ceci permet de comparer la manière dont se comporte chacune d'elles par rapport à l'action dynamique rétrograde.

Tout comme dans le reste du cristallin, les roches qui prédominent ici proviennent des gneiss plagioclasiques. Celles-ci acquièrent une texture finement schisteuse et une structure cataclastique. Les transformations que subissent ces roches sont, d'une part, de nature mécanique, et d'autre part, de nature minéralogique. Les transformations mécaniques précèdent en partie les transformations minéralogiques. Le premier minéral qui est affecté est le quartz. Son extinction devient très roulante, puis il se fend, se fragmente, et forme enfin des mortiers disposés en bandes ou en nids. Par-ci, par-là, il recrystallise, acquérant une structure en pavage. Le plagioclase est plus résistant que le quartz ; en s'écrasant il donne prise à la séricitisation, parfois aussi à la zoïsitation. Dans les roches les plus transformées, en dehors de la séricite, apparaissent aussi la calcite et l'albite. Les micas se transforment en chlorite, en séricite, parfois aussi en épidote (biotite), formant une masse à peu près homogène. Ces transformations sont précédées de plissement et de rupture des lamelles, puis de décoloration dans le cas de la biotite. Parfois la roche est chargée d'un pigment noir de minerai, provenant en partie de la biotite et en partie des eaux de circulation. La texture devient de plus en plus schisteuse et prend parfois un caractère lenticulaire, déterminé par des grains de plagioclase qui ont longtemps résisté à l'écrasement. Les termes les plus transformés ont une texture finement schisteuse et un aspect phylliteux (fig. 1, 2, 3, pl. II).

Les micaschistes. La transformation commence par l'écrasement du quartz, la chloritisation et la séricitisation des micas. Le terme extrême est une masse hétérogène composée de veines de séricite, de chlorite, de minerai, alternant avec des bandes de quartz formant ciment.

Les diorites. Celles-ci, beaucoup plus résistantes s'opposent plus longtemps aux transformations. Vues à l'œil nu, elles ne diffèrent pas trop des diorites massives. Leur caractère diaphtoritique est mieux mis en évidence sous le microscope. Elles ont une texture schisteuse et une structure

cataclastique. La hornblende, parfois légèrement décolorée, a une extinction roulante lorsque le grain est plus grand ; des fragments anguleux commencent à s'individualiser, puis se démembrent et s'éloignent les uns des autres. Les fissures qui prennent naissance se remplissent de séricite, d'albite et parfois d'épidote. Le plagioclase subit une transformation à peu près complète. Sa matière est remplacée par un fin agrégat de séricite et par des minéraux épidotiques. À cause de cette transformation, sa composition initiale ne peut être déterminée. Le quartz, lorsqu'il existe, apparaît complètement recristallisé.

Les diorites de la zone diaphthoritique ressemblent beaucoup aux amphibolites du Cristallin du Parâng, caractérisé en général par les traces d'un puissant métamorphisme dynamique.

Les dolomies sont caractérisées par leur structure cataclastique. Dans les dolomies à forstérite, celle-ci se serpentinise.

Les serpentines du P. Muncelului contiennent de l'antigorite finement écaillée (Feinantigorit). FR. ANGEL (2, p. 24) la considère comme un faciès diaphthoritique d'antigorite à gros grain. Les relations entre ces deux variétés seraient identiques à celles qui existent entre la séricite et la muscovite.

Les pegmatites apparaissent beaucoup plus rarement dans la zone diaphthoritique. Leur plagioclase prend un aspect terreux ; il est écrasé et se fragmente. Les interstices entre les fragments sont remplis de quartz finement granuleux et recristallisé. Le quartz est réduit en un ciment entourant le plagioclase. Des nids de séricite démontrent la présence antérieure de muscovite. En général, la transformation des pegmatites est plutôt mécanique (écrasement du plagioclase et du quartz).

D) FACIES CATACLASTIQUES DES GNEISS PLAGIOCLASIQUES PRÈS DE LA LIGNE TECTONIQUE

Les roches voisines de la ligne tectonique se présentent, le long de celle-ci, de différentes façons. Parfois on observe les effets dus à la proximité de cette ligne (du village de Jieț jusqu'à la région de Curmături), d'autres fois les roches gardent leur caractère typique. Les effets observés dans le premier cas se manifestent par des transformations mécaniques (granulation du plagioclase et du quartz, fragmentation des micas). La schistosité de la roche n'est pas accentuée. Ces roches sont de vraies cataclasites.

CONCLUSIONS SUR LE CRISTALLIN DU LOTRU

Le Cristallin du Lotru est en grande partie composé de gneiss d'origine sédimentaire contenant des intercalations de même origine (micaschistes, grès quartzitiques, calcaires et dolomies cristallines, conglomérats). Leur

métamorphisme s'est effectué dans des conditions méso-catazonales. Cet ensemble est traversé, d'une part, par des roches intrusives basiques (diorites-orthoamphibolites), d'autre part, par un ample réseau de solutions pegmatitiques, aplitiques, et plus rarement de quartz hydrothermaux. Les pegmatites et les aplites sont les plus récentes, puisqu'elles traversent le complexe de gneiss ainsi que les roches dioritiques. On n'observe pas l'influence (du contact) des diorites sur les gneiss ; elle est probablement masquée par le grand degré de cristallinité des gneiss environnants, provoqué par les injections pegmatitiques et aplitiques survenues ultérieurement. A proximité des aplites et des pegmatites, comme, en général, dans les régions intensément injectées, le grain des gneiss devient plus gros, tandis que dans les régions moins exposées à l'action de ces solutions le grain des roches est fin. Cependant comme les pegmatites et les aplites sont relativement assez fréquentes, elles impriment aux roches un caractère prédominant de grande cristallinité. L. MRAZEC (39), M. REINHARD (60) et plus récemment A. STRECKEISEN (76, 80) ont signalé que le haut degré de cristallinité des roches est dû aux solutions aplitiques et pegmatitiques. Les faits observés dans notre région viennent à l'appui de ces opinions. Une partie des pegmatites paraît prendre naissance des solutions secondaires, résultant de la dissolution des minéraux existants dans la roche environnante (DALY). En ce qui concerne l'âge de l'apparition des pegmatites, les opinions actuelles (L. MRAZEC, A. STRECKEISEN) leur donnent un âge antécarbonifère supérieur, car les sédiments de cet âge, n'ont pas été affectés par les solutions acides. Nos recherches dans une région restreinte par rapport à la grande étendue de ce cristallin, ne peuvent apporter de précisions.

Dans l'étendue de ce cristallin, on a pu distinguer une zone composée de roches portant les traces d'une influence dynamique, postérieure à la formation des schistes cristallins.

Les transformations de ces roches sont aussi bien de nature minéralogique que mécanique. Ayant pu observer toutes les transitions, depuis les termes typiques jusqu'aux termes les plus phylliteux, nous avons admis que ces roches résultent d'un métamorphisme rétrograde des roches méso-catazonales, effectué dans des zones restreintes, et fort probablement avant le plissement alpino-carpatique.

Dans le voisinage de la ligne tectonique, les roches se présentent tantôt écrasées, tantôt intactes.

II. LE CRISTALLIN DU PARÂNG

Le massif du Parâng est composé exclusivement de roches appartenant au groupe II. Il constitue le massif autochtone par-dessus lequel le groupe I a chevauché en nappe.



Aujourd'hui, à la suite d'une érosion puissante, l'autochtone apparaît comme une grande fenêtre dans la région centrale et sud des Carpates Méridionales. Quoique les roches qui composent le massif autochtone soient d'âge et d'origine différents, elles ont comme caractère commun les traces d'une puissante influence dynamique mise en évidence par l'écrasement des minéraux et par la cataclase de la roche. En prenant en considération ce caractère commun des roches, A. STRECKEISEN les réunit toutes en un seul groupe « le Cristallin du Parâng », d'après la région où il les a pour la première fois étudié.

Ce n'est qu'une portion de la moitié septentrionale de ce cristallin que comprend notre région. Au Nord, il supporte en discordance les dépôts de la série cristallophyllienne mésozoïque (série du Jieț), et à l'Ouest les sédiments tertiaires du bassin de la vallée du Jiu. La discordance entre les schistes cristallins anciens et les dépôts de la série du Jieț est évidente ; elle est distinctement visible surtout à Gârbova, Coasta lui Rusu, et à Găuri (c'est-à-dire justement là où la limite entre les formations prend la direction N-S, donc perpendiculaire à la direction des couches). Ici les calcaires de base de la série du Jieț reposent tantôt sur le granite, tantôt sur des roches amphiboliques. On constate le même phénomène à Polatiștea-Gropu ; Les calcaires de Gropu représentent la suite des calcaires de Polatiștea, dont ils ont été séparés par l'érosion profonde le long de la Valea Polatiștea. La discordance entre les calcaires cristallins et les schistes cristallins a été mise en évidence aussi par L. MRAZEC et G. MURGOCI (41, 43).

Les roches qui entrent dans la composition du Cristallin du Parâng de cette partie des Carpates Méridionales appartiennent aux groupes suivants :

- A) Complexe des roches amphiboliques.
- B) Schistes cristallins (gneiss plagioclasiques épizonales, quartzites, schistes gneissifiés, schistes chlorito-graphiteux, calcaires cristallins à graphite).
- C) Roches granitiques et leurs filons (aplites, pegmatites quartz hydrothermaux).

A) LE COMPLEXE DES ROCHES AMPHIBOLIQUES

Dans cette catégorie entrent toutes les roches qui ont pour constituant principal l'amphibole, — elle comprend les roches et les schistes verts de L. MRAZEC, ainsi que les roches basiques à caractère intrusif (diorites, diorites quartzifères, gabbros). La nécessité de les classer dans le même ensemble est justifiée par le fait qu'entre les divers termes qui constituent cet ensemble se trouvent tous les termes de transition. Dans la plupart des cas, il est très difficile et souvent même impossible de les séparer sur le terrain ; à cause du métamorphisme intense, elles ont perdu en grande partie leurs caractères primaires. Dans ce chapitre, nous décrirons aussi les intercalations, à

caractère nettement sédimentogène (gneiss à biotite et chlorite, calcaires cristallins) des roches amphiboliques.

Dans le massif du Parâng, les roches les plus répandues appartiennent à ce complexe. Elles sont disposées en deux puissantes zones : l'une sur le versant nord du massif, l'autre sur le versant sud, séparées l'une de l'autre par la masse de granite gneissique central. Ces deux zones se joignent par une bande de direction N-S, dans la région des cours moyens des ruisseaux Izvorul, Stoinița et Cutreasa. Les roches amphiboliques apparaissent encore à Găuri, puis comme lentilles enfermées dans des granites. D'après leur métamorphisme actuel, on peut les grouper en :

Roches détritiques-tufogènes.

Roches amphiboliques proprement dites (divers amphibolites, gneiss amphiboliques, gabbros saussuritisés, hornblendites).

Schistes actinolitiques et serpentines.

A l'intérieur de chaque groupe, il existe aussi, entre les termes extrêmes, tous les termes de transition, dus à la composition initiale des roches. Il existe aussi en même temps des termes intermédiaires entre les groupes. (Les conditions de métamorphisme auxquelles ont été soumises toutes les roches, effacent leurs caractères primaires). En ce qui concerne leur distribution sur le terrain, on peut indiquer les régions où prédominent les uns ou les autres. Ainsi, les amphibolites plagioclasiques et les gneiss amphiboliques constituent à peu près entièrement la zone du Sud de Mândra et une bonne partie de celle du Nord ; ce sont les mêmes qui prédominent aussi à Găuri. De même, ils contiennent par-ci par-là, des intercalations de roches détritiques tufogènes. Ces dernières sont développées surtout sur le versant nord de Slima et de Slăveiu, mais on y trouve également intercalés des amphibolites et des gneiss amphiboliques. Les hornblendites, les schistes actinolitiques, les gabbros saussuritisés et les serpentines forment des nids rares, surtout entre les amphibolites et les gneiss amphiboliques.

La texture des roches est variée. Elle est massive dans certaines hornblendites dans certaines amphibolites, dans les gabbros saussuritisés et ouralitisés. Cependant celle qui prédomine est la texture schisteuse, plan-parallèle, quelquefois légèrement lenticulaire. La texture rubanée est fréquente parmi les amphibolites de la zone sud (P. Sadului, P. Setea Mare et Setea Mică), sur le versant nord — au fond de la Zănoaga lui Burtan et de la Zănoaga din Pârleală (région Est de Slăveiu).

La structure prédominante est la structure granoblastique développée surtout dans les amphibolites et les gneiss amphiboliques ; elle est microgranoblastique dans les roches tufogènes. Certaines hornblendites ont un caractère pegmatitique, les cristaux de hornblende pouvant atteindre 8 cm de longueur. Les structures relictiques gabbroïdes ne manquent pas non plus. Les traces d'une puissante action dynamique sont visibles dans

toutes les roches amphiboliques, et surtout dans celles à grain gros et moyen. Les grains de la hornblende sont déformés, plissés et fragmentés. Leur extinction n'est pas uniforme. Les fragments sont parfois détachés. Les fissures ainsi formées, sont remplies de minéraux secondaires : épidote, albite, chlorite, séricite. Cependant on n'arrive jamais à une fine granulation de la hornblende. Dans presque toutes les roches, le plagioclase est séricitisé, zoïsitisé, en même temps que déformé et souvent réduit à de simples masses tout à fait irrégulières de séricite et de minéraux épidotiques. Le quartz a une extinction très roulante ; il forme habituellement des nids et des bandes de ciment.

ROCHES DÉTRITIQUES TUFOGÈNES

Sur le versant Nord de Slima, à partir de la cote 1200 m et à peu près jusqu'à la crête rocheuse, ainsi que sur le versant Nord de Slăveiu, prédominent les roches détritiques tufogènes. Elles ne forment pas une zone compacte, homogène, mais contiennent aussi des intercalations plus ou moins importantes d'amphibolites et de gneiss amphiboliques. Elles apparaissent aussi à Gura Plaiului, puis dans d'étroites zones difficilement séparables sur le terrain, et dans le reste des roches amphiboliques.

Ces roches ont un grain fin, une texture schisteuse, parfois lamelleuse, et tout à fait rarement dépourvue d'orientation. Leur teinte varie selon leur composition et leur degré d'altération. Parfois, elles sont de couleur cendrée,—foncée ou claire—sans éclat, à l'aspect terreux, d'autres fois elles sont de diverses nuances verdâtres, luisantes grâce à la chlorite et à la séricite. Par suite de l'altération, elles deviennent rougeâtres, jaune foncé ou jaune clair. Des surfaces de glissement et d'écrasement, de nombreuses fentes traversent ces roches dans tous les sens. Elles sont ordinairement peu dures. À l'œil nu, on ne peut observer qu'une masse composée de séricite, de chlorite, d'épidote, dans laquelle se montre parfois quelque petit grain de quartz, de hornblende ou bien de pyrite. Le matériel tufogène de ces roches est peu fréquent il ne forme pas de grandes plages, mais des intercalations fines, parfois microscopiques, dans les roches détritiques.

Roches tufogènes. Elles sont caractérisées par l'association : albite-épidote-chlorite-hornblende incolore aciculaire avec ou sans quartz. Accessoirement, dans leur constitution entrent aussi de l'apatite, du minéral, de la titanite, du grenat, du carbonate, de la séricite. La structure est microgranoblastique, parfois légèrement porphyroblastique à cause des porphyroblastes d'épidote et plus rarement d'albite. Dans les régions plus riches en chlorite et en hornblende aciculaire se développe la structure nématoblastique allant jusqu'à la structure lépidoblastique ; dans d'autres endroits, où l'épidote est prépondérante, les roches n'ont pas une texture orientée, et leur structure rappelle quelque peu celle de la pâte des roches effusives,



L'albite apparaît en grains fins (au-dessous de 0,3 mm), arrondis ou anguleux ; elle est limpide et rarement maclée.

L'épidote est le minéral le plus fréquent ; ses grains, qui ne dépassent pas 0,8 mm, forment un tissu dense, traversé par des feuillets de chlorite et de hornblende aciculaire.

Le quartz, en grains au-dessous de 0,5 mm, se présente ordinairement en bandes et en veines parallèles. Il représente ici probablement la partie détritique de la roche.

L'amphibole est actinolitique et développée sous forme d'aiguilles et de fibres presque incolores. Les fibres, soit isolées, soit en faisceaux, sont disposées parallèlement dans la masse de la roche. Leur longueur peut atteindre 1 mm. La chloritisation de cette amphibole est fréquente. La chlorite conserve parfois la forme des fibres de hornblende, et on ne la reconnaît qu'à sa biréfringence très réduite et à ses couleurs anormales de biréfringence (bleu I). D'autres fois elle est développée sous forme de taches isométriques ou allongées à contour extrêmement dentelé. Fréquemment, elle apparaît sous forme de masse vert jaunâtre à biréfringence très réduite ou même isotrope. Le minéral envahit la roche sous forme d'une poudre fine ou forme des grains irréguliers entourés de couronnes de leucoxène. L'apatite et la titanite apparaissent en faibles proportions dans toutes les roches. Le grenat, le carbonate et la séricite sont beaucoup plus rares.

D'après leur composition et leur structure ces roches correspondent aux « Epidot-Chloritschiefer » du groupe IV de la classification de GRUBENMANN. J'ai considéré ces roches comme des dérivés métamorphiques des tufs volcaniques plus ou moins mélangés aux sédiments détritiques. Aussi bien au point de vue pétrographique, qu'au point de vue des relations avec les roches environnantes (amphibolites), elles sont comparables aux roches tufogènes des régions de l'Allalin, du Gothard, etc., qui accompagnent les massifs de roches amphiboliques comme un « faciès marginal » de ces derniers (63). Les « chloritoschistes à épidote » de la région de Tulgheș (Carpates Orientales), décrits par I. ATANASIU, présentent beaucoup de traits similaires avec les roches décrites ci-dessus, de sorte que l'auteur tend à leur attribuer la même origine, — « tufs volcaniques sédimentés avec d'autres dépôts clastiques » (4, pp. 35, 36). Dans le Banat occidental AL. CODARCEA décrit des roches similaires tant à ce qui concerne la composition, que leurs relations avec les roches environnantes (épidiorites et épigabbros), et il leur attribue aussi la même origine (9).

Roches détritiques. A l'œil nu elles ne diffèrent pas beaucoup des roches tufogènes ; toutefois elles sont plus cinéritiques, de couleur claire et habituellement plus riches en séricite. Sous le microscope, la différence entre ces deux espèces de roches est bien mise en évidence. Les roches détritiques

ont un grain un peu plus gros, un pourcentage de quartz beaucoup plus élevé, et sont moins riches en épidote. Mais dans ces roches-là et dans une même section, le matériel tufogène alterne avec le matériel détritique. La texture des roches est schisteuse, parfois légèrement lenticulaire; les lentilles sont de plagioclase. Parfois le quartz se dispose en bandes plus larges, déterminant ainsi une légère disposition en rubans dans la roche et manifestant en même temps son caractère sédimentaire. La structure des roches est granoblastique, souvent porphyroblastique. Elles sont composées d'albite, de quartz, de hornblende actinolitique, d'épidote, de chlorite, de séricite, d'apatite de titanite, de minéral.

L'albite constitue 10—35% de la roche; elle est parfaitement limpide, et parfois contient de fines inclusions de séricite. Le pourcentage d'anorthite dépasse rarement 5%. Le quartz se présente soit en grains isolés, soit en bandes parallèles. Il constitue presque 15—40% de la roche. La hornblende constitue jusqu'à 30% de la roche. Dans la majorité des cas, elle est fibreuse, légèrement verdâtre, parfois incolore avec de légères nuances bleuâtres. Elle forme une sorte de réseau à mailles étendues, dans lesquelles sont enfermées des lentilles de plagioclase acide. Une partie de la chlorite de la roche en provient. L'épidote est moins fréquente que dans les roches tufogènes. Ses grains fins, légèrement allongés, sont disposés en rangées parallèles. La chlorite, elle aussi, se développe soit en fibres allongées soit en plages tout à fait irrégulières. Elle forme jusqu'au 8% de la roche. L'apatite, la titanite, le minéral et la séricite sont plus rares.

Ces roches correspondent aux « Albit-Amphibolites » de la zone supérieure de GRUBENMANN. Dans les roches détritiques tufogènes de la Valea Jiefului (E de Curmături) j'ai trouvé un bloc de quartz arrondi de la grandeur d'un œuf. Je n'en ai point retrouvé ailleurs.

ROCHES AMPHIBOLIQUES PROPREMENT DITES

Dans cette catégorie entrent les roches dont la composition minéralogique, la texture et la structure dénotent le caractère éruptif. Ce sont les roches les plus répandues de ce complexe. Dans leur ensemble, elles forment la zone sud de Mândra ainsi que la plus grande partie de celle du versant nord du massif.

D'après leur composition et leur structure, ces roches peuvent être réparties en :

- Gneiss amphiboliques;
- Amphibolites plagioclasiques;
- Amphibolites à épidote-zoïsite et à hornblende tachetée;
- Gabbros saussuritisés;
- Hornblendites.

Ce sont des termes typiques, cependant liés entre eux par tous les termes de transition.



Gneiss amphiboliques. Ils se caractérisent par la fréquence plus grande de la biotite et la présence du quartz. Leur texture est schisteuse et l'aspect fréquemment rubané. La structure est cristalloblastique et cataclastique. Les traces d'écrasement s'observent bien, étant donnée la présence du quartz, — minéral très sensible aux influences mécaniques. Les gneiss amphiboliques sont plus fréquents dans la zone S, faisant suite directement à ceux de la Valea Jiului, décrits pour la première fois par L. MRAZEC (34, 38). Ils présentent tous les termes de transition aux amphibolites plagioclasiques et pour cette raison ils ne peuvent pas en être séparés. Dans leur composition entrent : du plagioclase 30—50%, du quartz 10—35%, de la hornblende 25—40%, de la biotite 0—10%, du minéral 0—3%, de l'apatite 1%, de la titanite 0—2%, du grenat, du rutile, du zircon et de l'épidote-zoïsite 2—8%.

Le plagioclase est plein de lamelles et de petits grains de séricite, de minéraux épidotiques, de chlorite et parfois d'albite. Il est rare qu'on observe encore quelque reste de vieux plagioclase. Par suite de la schistosité de la roche, les grains perdent leur individualité, ils se confondent en formant des bandes et des cordons qui traversent parallèlement la roche parmi les fragments de hornblende. Dans des roches plus compactes, le quartz, apparaît en grains xénomorphes à peu près isométriques, à extinction toujours roulante et disposés dans toute la masse de la roche. Cependant, de tels cas sont rares. Les roches étant soumises à une forte influence mécanique, le quartz se transforme, en partie ou totalement, en une sorte de ciment.

La hornblende est représentée par la variété vert foncé. Elle possède un fort pléochroïsme : ng = variant du vert foncé au brun, nm = vert clair, np = jaune verdâtre. Son angle d'extinction oscille entre 19° — 22° . D'habitude les grains sont fragmentés. Lorsque l'écrasement est plus marqué, les fragments s'éloignent les uns des autres, se disposant en couches plus ou moins allongées. Les interstices entre les fragments sont souvent occupés par une hornblende fibreuse, incolore, parfois accompagnée de bandes de chlorite. Comme la hornblende ne se transforme pas en même temps que le plagioclase et le quartz, car elle est plus résistante, ses fragments impriment à la roche un caractère structural porphyroblastique. Les produits secondaires provenant de la hornblende sont l'épidote, la chlorite et la variété fibreuse incolore de hornblende. La biotite est en majeure partie chloritisée et pénétrée de minéral poudreux. Son pléochroïsme est très faible; les lamelles sont plissées déchiquetées aux extrémités et retroussées. Aux dépens de la biotite, il se forme non seulement de la chlorite, mais aussi de l'épidote. L'épidote-zoïsite, comme on le voit, peut provenir du plagioclase et de la biotite, elle peut aussi être apportée dans les fissures par les solutions aqueuses. Elle constitue 0—8% de la masse de la roche. Le minéral noir est commun, toutefois en faible proportion. La titanite, l'apatite, le grenat et le rutile ont un rôle subordonné.



Amphibolites plagioclasiques. Elles ont souvent un grain fin, plus rarement moyen. Leur texture est schisteuse, parallèle, souvent rubanée, déterminée par la disposition alternante des bandes de plagioclase et de hornblende. Parfois, on rencontre des textures massives. Dans ce cas, le grain de la roche est plus gros. La structure est habituellement granoblastique-cataclastique. La couleur varie avec la composition. Lorsque la hornblende prédomine, la roche est d'un vert foncé; en devenant plus riche en plagioclase, elle devient bariolée. La présence de l'épidote et de la chlorite donne à la roche un aspect verdâtre pâle. A l'œil nu, on reconnaît des cristaux de hornblende, de feldspath, parfois d'épidote; la séricite et la chlorite se mettent en évidence spécialement sur les plans de schistosité. Dans la composition de ces amphibolites entrent: du plagioclase, du quartz (tout à fait sporadiquement), de la hornblende, de l'épidote-zoïsite, de la titanite, de l'apatite, du rutile, de la biotite, du minerai, de la chlorite, de la séricite, de la calcite.

Le plagioclase constitue 15—55% de la roche, fréquemment 30—40%. Il est presque entièrement remplacé par une substance kaolinique, puis par la séricite et la saussurite. Dans les régions où le plagioclase n'est pas transformé, son pourcentage en An oscille entre 40 et 45%. La disposition en zone des produits secondaires (séricite-saussurite) trahit la structure zonée du plagioclase primaire. Le plagioclase transformé en séricite et en saussurite se lamine très facilement. Les grains perdent leur individualité, deviennent des taches irrégulières, formées de séricite et de saussurite. Lors d'un écrasement plus avancé, ces plages se transforment en bandes et traînées parallèles renfermant entre elles des fragments de hornblende. A côté du plagioclase basique apparaît un plagioclase albitique limpide, — nouveau minéral né aux dépens du plagioclase basique.

La hornblende constitue de 50 à 70% de la roche. Elle forme soit des grains allongés (4×2 mm), soit des grains isométriques (jusqu'à 2 mm). Les grains plus grands sont ordinairement écrasés, déformés et fragmentés. Les fissures sont remplies de minéraux secondaires: chlorite, épidote, hornblende fibreuse, incolore. Parfois elle est de couleur vert foncé avec des nuances bleuâtres et avec un fort pléochroïsme: ng = vert brun, nm = vert bleu, np = vert pâle. Son angle d'extinction est de 18° à 20° ; fréquemment, toutefois, la couleur de la hornblende est d'un vert pâle, et son pléochroïsme est faible: ng = vert brun, nm = vert clair, np = vert pâle. L'angle d'extinction est compris entre 15° et 20° . A côté de ces deux variétés on rencontre aussi une hornblende actinolitique avec un pléochroïsme très faiblement perceptible et un angle d'extinction de 18° . Cette variété est plus idiomorphe que les autres; du moins les faces du prisme vertical sont mieux développées. Elle est accompagnée d'un plagioclase fortement saussuritisé. Les caractères de cette hornblende se rapprochent beaucoup de ceux de la hornblende provenant de l'ouraltisation du pyroxène de la roche primaire, qui,

à en juger d'après la quantité de saussurite, aurait dû être assez basique (gabbrodiorite). F. SPAENHAUER, décrivant certaines roches identiques de la Silvretta, leur attribue la même origine (71).

Le quartz constitue moins de 2% de la roche. Il apparaît soit en petits grains inférieurs à 0,10 mm, soit dans les fissures. Il est rare que l'apatite manque complètement. La titanite est un constituant très fréquent qui peut former jusqu'au 8% de certaines roches. Cette même proportion est atteinte dans les amphibolites à hornblende vert bleuâtre. Elle se présente sous forme de grains arrondis ou allongés et souvent fusiformes. Ceux-ci sont répandus dans la masse de la roche soit irrégulièrement, soit en rangées, plus rarement en nids. Parfois ils sont entourés de couronnes de leucoxène. La biotite est rare et, comme l'a montré L. MRAZEC, elle est épigénisée en chlorite et épidote. La calcite forme des nids et remplit les fissures. Les minéraux de la famille de l'épidote constituent jusqu'au 10% de la roche. Ils prennent naissance tant aux dépens du plagioclase et de la hornblende, que de la biotite; ils sont apportés dans les fissures par les eaux d'infiltration. La chlorite, beaucoup plus rare, s'est formée aux dépens de la biotite.

Amphibolites à épidote et à hornblende tachetée. Les roches de cette catégorie diffèrent des précédentes tant par la proportion de leurs éléments, que par le genre d'amphibole et la grosseur de leur grain.

A l'œil nu, elles sont caractérisées par un grain fin, une texture presque massive parfois mais habituellement schisteuse, et par une couleur vert pâle, plus ou moins foncée. A l'œil nu, on distingue une masse compacte, homogène et, par-ci, par-là, quelques grains plus grands de hornblende. Dans notre région, elles sont répandues irrégulièrement, intercalées entre les autres roches amphiboliques. Sous le microscope, toutes leurs particularités sont bien mises en évidence. Leur structure est granoblastique, quelquefois porphyroblastique. Les grains de hornblende, les seuls qui soient plus grands, flottent, soit isolés, soit rengés en traînées parallèles, dans une masse microgranoblastique composée de séricite, de zoïsite, d'épidote, de plagioclase acide et de chlorite. Parfois la roche présente des nids ou lentilles formés d'un tissu microgranoblastiques d'épidote, de zoïsite, de chlorite et très rarement de quelques petits grains d'albite. Les roches de cette espèce se rencontrent surtout dans la partie nord de la région; elles font transition aux roches tufogènes.

Le plagioclase primaire est totalement remplacé par la séricite, l'épidote, la zoïsite, parfois aussi par la chlorite et l'albite. Sa quantité initiale paraît être 25—40% de la roche.

La hornblende constitue 25—60% de la masse de la roche. Ses grains sont isométriques, ou en prismes courts, disposés en traînées parallèles. Ce qui est caractéristique de cette hornblende, c'est sa couleur. Le centre du



grain est intensément coloré en vert et possède un fort pléochroïsme : *ng* = vert foncé bleuâtre, *nm* = brun verdâtre, *np* = vert pâle. Les bordures et les extrémités sont d'une couleur verdâtre très pâle, et même incolores, et détachées en baguettes souvent chloritisées. La partie incolore possède aussi une couleur de biréfringence plus basse. L'angle d'extinction varie entre 19° et 21° . Les taches verdâtres tranchent parfois nettement sur les parties incolores. Comme on le voit, il s'agit de l'oscillation du pourcentage de Al à l'intérieur du grain de hornblende.

La titanite est beaucoup plus abondante que dans les roches décrites ci-dessus. Elle atteint parfois le 15 % de la masse de la roche. Souvent, la roche contient aussi, ça et là, quelques noyaux de minerai noir (magnétite ou ilménite). Les autres minéraux se présentent avec les mêmes caractères que dans les roches précédentes.

TABLEAU IV

Analyse chimique des amphibolites du Parâng

	I	II	Composition minéralogique
SiO ₂	46,82	46,78	I. Hornblende, plag. séricitisé et zoï- sitisé, quartz, titanite, minerai. (P. Izvorul, Parâng) II. Hornblende, plag. séricitisé et zoï- sitisé, quartz, épidote, minerai. (Slăveiu, Parâng) Analysé par: M-me F. ZAMFIRESCU (Bucarest)
TiO ₂	1,04	0,31	
Al ₂ O ₃	16,57	18,97	
Fe ₂ O ₃	5,99	3,54	
FeO	6,93	4,96	
MnO	0,04	0,03	
MgO	3,68	7,76	
CaO	11,81	11,21	
Na ₂ O	2,34	1,54	
K ₂ O	1,86	0,97	
H ₂ O +	2,31	3,08	
H ₂ O —	0,12	0,10	
P ₂ O ₅	0,09	0,09	
S	0,14	0,15	
CuO	0,05	0,03	
	99,79	99,52	
Poids sp.	3,14	3,04	

Valeurs Niggli									
	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>	<i>qs</i>
I	114	22,5	38	30,5	8	0,34	0,48	0,65	— 18
II	107	25,5	42	27,5	5	0,30	0,72	0,80	— 13



D'après leur caractère structural, leur compacité, la grosseur du grain, leur composition minéralogique, ces roches peuvent être comparées, du point de vue pétrographique, à des metabasites du SW de la Finlande décrits par SEDERHOLM (68). Cependant, le métamorphisme qu'ont subi nos roches est beaucoup plus avancé. Le plagioclase, tout spécialement, est presque totalement séricitisé et saussuritisé. Il n'est pas exclu toutefois qu'il existe aussi parmi ces roches des termes métamorphiques de certaines diabases à hornblende primaire, pareils à ceux décrits par P. BEARTH (5, pp. 161, 162) dans la Silvretta (Nunagebiet).

Pour avoir une idée du chimisme des amphibolites du Parâng on a effectué deux analyses (tableau IV).

Comme comparaison, voici des analyses de roches vertes du S de la Norvège, données par GOLDSCHMIDT V. (14, p. 15, les analyses I, III) (tableau V).

L'analyse III est celle d'un schiste amphibolique provenant d'une roche effusive ayant subi un métamorphisme régional. Comme on le voit, le chimisme de cette roche ne diffère que très peu de celui de la lave basique (I).

En comparant ces analyses avec celles des roches du Parâng on constate une ressemblance assez grande en ce qui concerne la proportion en oxydes. Les amphibolites du Parâng occupent une position intermédiaire entre les roches I et III de la Norvège. Néanmoins, dans les roches du Parâng, les oxydes

TABLEAU V

Deux analyses de roches vertes du S de la Norvège, d'après Goldschmidt

	I	III	
SiO ₂	47,78	47,11	I. Kissenlave, Hage-Bro, Trondhjem-Gebiet.
TiO ₂	1,40	0,67	
Al ₂ O ₃	14,95	19,75	
Fe ₂ O ₃	3,45	2,30	
FeO	5,26	4,59	
MnO	0,13	0,08	
MgO	5,38	7,73	
CaO	11,87	11,67	
Na ₂ O	2,95	2,80	
K ₂ O	0,21	0,80	
P ₂ O ₅	0,11	0,10	II. Amphibolitschiefer, Naversnes, Finno, Stavanger-Gebiet.
CO ₂	3,30	0,00	
S	traces	0,02	
H ₂ O — 105	0,06	0,07	
H ₂ O + 105	3,06	1,72	
	99,91	99,41	

de fer et les alcalis sont en proportions un peu plus grandes. En même temps, on constate que la composition chimique de ces roches est assez proche de celle des roches gabbroïques vertes données à titre de comparaison d'après V. M. GOLDSCHMIDT (analyses de la page 16, lit. 14).

Le type magmatique auquel appartiennent toutes ces roches se rapproche assez de celui du magma gabbroïque (pyroxénitique-hornblenditique-gabbroïde). Les valeurs moléculaires des amphibolites du Parâng sont très semblables à celles de la norite à augite de Radaul, Harz (53, p. 129).

Gabbros saussuritisés. On les rencontre surtout dans les gneiss amphiboliques et dans les amphibolites de la zone S. Ils présentent des termes de transition aux amphibolites communes. Leur texture est à peu près massive. Ils ont le grain gros, la structure gabbroïque, et sont composés de hornblende ouralitique et de saussurite.

A cause de la saussurite qui y prédomine, la roche a une teinte gris cendré. La saussurite se présente comme une masse uniforme, composée de petits feuillets et de grains de zoïsite, de séricite, d'épidote. On n'aperçoit guère de cristaux de plagioclase. L'ouralite apparaît sous forme de prismes noirs, verdâtres, luisants, qui atteignent 1 × 2 cm. Au microscope elle est vert brun et présente le pléochroïsme suivant : *ng* = vert foncé brun, *nm* = vert, *np* = vert jaunâtre. L'angle d'extinction est de 14° à 15°. Les cristaux sont parfois maclés d'après (100), la macle est formée soit de deux grands individus, soit de plusieurs, par l'intercalation de 1 à 3 lames fines entre deux individus plus développés. L'ouralite contient de nombreuses inclusions de rutile et parfois des stries formées d'une poudre fine indéterminable. En dehors de l'ouralite et de la saussurite, entrent dans la composition de ces roches, mais d'une manière tout à fait subordonnée, du minéral, de l'apatite, de la zoïsite, de la séricite, de l'albite, quelquefois aussi du quartz.

Hornblendites. On les rencontre à P. Polatiștea, dans la région des sources du P. Sadu, et dans quelques endroits sur la crête entre le Vf.¹⁾ Cârja — Vf. Mândra. Elles ont un aspect pegmatitique, sont massives et composées presque exclusivement de hornblende verte. Les prismes de hornblende peuvent atteindre 8 cm. Ils ne contiennent que rarement quelques nids de plagioclase saussuritisé. Ses grains sont plissés, rompus et traversés de fissures remplies d'épidote, de zoïsite et de séricite.

Considérations sur la nature des roches amphiboliques proprement dites. La composition ainsi que le caractère de la structure et la texture de ces roches nous donnent le droit de leur attribuer une origine éruptive. L. MRAZEC et G. MURGOCI (34, 44) arrivent aussi à cette conclusion ; ils les décrivent même

¹⁾ Vf. = l'abréviation du mot roumain *vârful* = le sommet.

sous le nom de diorites et des diorites quartzifères. La présence des structures gabbroïdes relictiques parle en faveur de la même origine éruptive de ces roches. Ces dernières représentent sans doute des différenciations plus basiques (gabbros) du magma dioritique. Les amphibolites à épidote et à hornblende tachetée, à grain fin, compactes, apparaissent intercalées dans les roches amphiboliques de la zone du Nord. Vu leur analogie avec les roches décrites par SEDERHOLM, ainsi qu'avec certaines roches décrites par GOLDSCHMIDT au Sud de la Norvège, je les ai considérées comme des roches basiques hypabyssales métamorphisées. D'après L. MRAZEC (38, 39) « le faciès rayé des gneiss (amphiboliques) représente un faciès de contact, une enveloppe du laccolite dioritique, enveloppe dans laquelle la disposition des éléments a été influencée par la structure des roches environnantes qui ont imprimé à la diorite une structure plus ou moins schisteuse par contact. . . ».

Dans leur état actuel, ces roches peuvent être considérées comme des dérivés métamorphiques de certaines roches : diorites, gabbros et probablement aussi diabases. En même temps à leur mise en place, il s'est produit aussi des transformations de contact qui ont conduit à la modification, dans les zones périphériques, de la composition primaire du magma, ainsi qu'à des modifications de texture. Les phénomènes tectoniques impriment aux roches une texture schisteuse et en même temps provoquent diverses transformations des minéraux de la roche (ouraltisation du pyroxène, séricitisation et épidotisation des minéraux fémiques), ainsi que leur écrasement. A cause de ces transformations, dans de nombreux cas, les caractères primaires des roches sont effacés partiellement ou totalement, ce qui rend très difficile la détermination de leur nature primaire. Comme les roches dioritiques sont traversées par du granite, elles sont sans aucun doute plus vieilles que celui-ci. Elles représentent les premières roches éruptives de la région.

SCHISTES ACTINOLITQUES ET SERPENTINES

Ces roches constituent le terme métamorphique des roches les plus basiques du Cristallin du Parâng. Leur disposition géologique initiale ne peut plus être rétablie. Elles apparaissent comme des lentilles et des nids dans le complexe des roches amphiboliques.

Schistes actinolitiques. Ils accompagnent habituellement les serpentines, parfois ils apparaissent aussi isolés. Ces roches ont un caractère pegmatitique ; les prismes d'actinote peuvent atteindre 5 cm de longueur. La variété finement fibreuse, parfois radiée apparaît rarement (P. Mija). La couleur des actinolites est verdâtre foncé ou clair, quelquefois légèrement jaunâtre. Les roches sont plutôt massives que schisteuses. A l'œil nu, on distingue aussi, outre l'actinote, un minéral écailleux blanc verdâtre, onctueux au toucher, flexible,



mais non élastique. Ses propriétés optiques et morphologiques le rapprochent de la brucite. Outre l'actinote et la brucite la roche contient aussi un peu de chlorite de petites écailles de talc, de la serpentine, du minéral, et très rarement de l'apatite.

L'actinote prédomine ; elle est incolore ; l'angle d'extinction varie entre 16° et 19° . A cause des influences mécaniques, les grains s'éteignent en roulant et se fragmentent. Le minéral déterminé comme brucite est incolore ; il forme des bandes, parfois des réseaux dont les mailles sont pleines de serpentine. Il est anormal, faiblement biaxe, positif ; possède un allongement positif et une extinction droite. La couleur de biréfringence est basse ; elle se rapproche de celle de la chlorite (cendré ord. I).

La chlorite et le talc entourent les grains d'actinote en forme de plages irrégulières. La serpentine forme de petites plages parmi les autres éléments de la roche. Mais on la rencontre toutefois à l'intérieur de l'actinote et de la chlorite. Dans ces deux cas, elle forme comme des prolongements ramifiées à extrémités arrondies, nettement délimitées du minéral qui l'entoure. On a l'impression que la chlorite de même que l'actinote, ont été pénétrées de serpentine. J'ai observé des roches possédant ces particularités sur la rive droite du P. Lăpușelul, à l'E de son confluent avec le P. Izvorul. Les autres constituants ont un rôle subordonné. Les minéraux qui forment ces roches dénotent une origine éruptive. Ils peuvent être considérés comme résultant du métamorphisme de certaines roches ultrabasiques apparentées à celles qui ont donné naissance aux serpentines (pyroxénites à olivine). AMBÜHL indique que ces roches représentent le faciès marginal, un peu plus acide, d'un magma ultrabasique, leur chimisme correspondant à celui d'un magma pyroxénique koswitique-hornblenditique (1, pp. 305, 315).

Serpentines. Elles sont relativement assez répandues dans l'étendue des roches amphiboliques. Dans la zone S de Mândra, elles forment une série entière de lentilles apparaissant sur une ligne de direction E-W, proches de la limite du granite, et parfois même sur celle-ci. Dans la zone des roches amphiboliques du N, les affleurements de serpentine sont distribués tout à fait irrégulièrement. Toutes les serpentines rencontrées dans le groupe inférieur n'apparaissent que dans les roches amphiboliques. Je n'ai rencontré nulle part de serpentine dans les roches granitiques. Cela indiquerait que leur apparition est antérieure à l'intrusion du magma acide. De même, le fait qu'elles traversent les roches amphiboliques, indique qu'elles sont plus récentes que celles-là. La disposition des affleurements de serpentine (sur le versant S du massif du Parâng) sur une ligne presque droite de direction E-W, qui correspond aussi à celle des couches des roches amphiboliques, indiquerait que le magma ultrabasique, dans son ascension, s'est servi d'une ligne d'ancienne fracture parallèle au plan de schistosité des roches.

Les serpentines appartenant au groupe du Parâng sont des roches compactes, rarement schisteuses, quelquefois extrêmement dures. Elles sont rudes au toucher, de couleur noir verdâtre. Les surfaces d'altération deviennent cendrées ou blanchâtres. Parfois, à cause de la chlorite disposée en petites couches minces et parallèles, la roche obtient une texture schisteuse. Nous allons décrire quelques-unes des serpentines rencontrées dans la région.

Les serpentines au S de Mândra. Elles ont été étudiées pour la première fois par L. MRAZEC et G. MURGOCI (34, 44). Le minéral le plus important qui entre dans la composition de ces serpentines est l'antigorite. Elle forme un tissu fin, dense, à structure croisée. Ses feuillets ne dépassent jamais 0,05 cm de longueur. Parfois la serpentine a une structure en filet, caractéristique des serpentines provenant des péridotites. Lorsque les nicols sont parallèles se révèle un réseau formé de fines traînées de minéral de chrome dont les mailles, parfois polygonales, d'autres fois arrondies, sont occupées par des feuillets d'antigorite. Outre l'antigorite et la chromite, les roches contiennent encore quelques grains de pyrite, quelques feuillets de pennine et parfois des plages irrégulières brun jaunâtre de breunerite.

Les serpentines de Pleșea. Composition minéralogique : antigorite, chlorite, minéral, talc. L'antigorite constitue ici aussi la plus grande partie de la roche et se présente avec les mêmes caractères que ci-dessus. La chlorite peut être aussi observée à l'œil nu. Ses feuillets sont plissés et toujours encadrés de minéral. Elle est uniaxe positive ou biaxe avec $2V$ très petit. Ses feuillets sont parsemés de fines écailles de talc et de petits grains de minéral.

La serpentine du S de Vf. Cârja. Composition minéralogique : antigorite, chlorite, actinote, minéral. Cette serpentine est intercalée dans les schistes actinolitiques de cette région. La roche est schisteuse à cause de la disposition en bandes parallèles de la serpentine qui alterne avec des bandes composées de chlorite et d'actinote. C'est plutôt un schiste à serpentine, chlorite et actinote. Les propriétés des minéraux sont identiques à celles décrites plus haut.

Les serpentines de Zănoaga Slăveii sunt accompagnées d'asbeste disposé dans les fissures. Les serpentines des autres affleurements se présentent avec des caractères pareils à ceux décrits ci-dessus.

Conclusions sur les serpentines et les schistes actinolitiques. Les serpentines représentent les roches les plus basiques du Cristallin du Parâng. Leur mode d'extension, ainsi que leur caractère pétrographique, nous obligent à les séparer des serpentines liées à des dépôts mésozoïques (ophiolites mésozoïques). Leur caractère pétrographique, la présence de minéraux relictiques indiquent qu'elles représentent le facies métamorphique de certaines péridotites. Les



serpentes sont parfois accompagnées de schistes actinolitiques, qui, eux aussi, doivent être considérés comme provenant du métamorphisme de certaines roches très basiques : pyroxénites à olivine, éventuellement aussi à amphibole.

INTERCALATIONS D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE DANS LES ROCHES AMPHIBOLIQUES

Dans le complexe des roches amphiboliques apparaissent aussi, par-ci par-là, des roches à caractère nettement sédimentaire qui contrastent évidemment avec les roches environnantes. Le contact entre celles-ci est bien mis en évidence grâce à leur nature différente. Ces intercalations sont composées de : *a*) gneiss à biotite et à chlorite; *b*) calcaires cristallins.

Gneiss à biotite et à chlorite. Ils forment d'étroites bandes, très fréquentes parmi les amphibolites du versant E du Vf. Parâng, de Zănoaga Slăveului, de la Valea Largă. Ils se mettent en évidence aussitôt grâce à la biotite, minéral assez rare dans le Cristallin du Parâng. Leur texture est schisteuse grâce aux feuillettes de mica, et leur structure granoblastique-cataclastique. Dans leur composition entrent du plagioclase (30 à 50%), du quartz (25 à 30%), de la biotite-chlorite (15 à 35%), puis du grenat, de l'apatite, du minéral (1 à 5%).

Le plagioclase est écrasé, séricitisé, parfois aussi zoïsité ses grains non transformés dénotent une teneur de presque 30% An. Le quartz a toujours une extinction roulante. La biotite est en partie, ou totalement décolorée et chloritisée. Parfois, elle est légèrement biaxe. Dans les parties chloritisées, la roche est garnie d'une poudre fine de minéral. Les autres minéraux ne présentent rien de particulier.

Calcaires cristallins. Ils forment de petites lentilles tant dans les roches amphiboliques du S (P. Sadu, D. Țapu), que dans celles du N (P. Cutreasa, D. Badea, Valea Largă, P. Sașa, P. Gruniu, P. Mija, P. Voislavu). Les calcaires appartenant au Cristallin du Parâng sont compacts, gris verdâtres, cristallins, possédant un grain moyen (1,5—2 mm). A l'œil nu, ainsi qu'au microscope, ils diffèrent de ceux de la série du Jieț. Leur structure est granoblastique. La plus grande partie de la roche est composée de carbonate. D'une manière tout à fait subordonnée, entrent aussi dans leur composition du quartz, du plagioclase, de l'amphibole incolore, et souvent une poudre fine de minéral noir.

CONCLUSIONS SUR LE COMPLEXE DE ROCHES AMPHIBOLIQUES

Les roches les plus anciennes qui forment la partie N du Massif du Parâng représentent le faciès métamorphique d'une série entière de roches basiques et ultrabasiques, en partie intrusives (gabbros et diorites), en partie hypa-

byssiques (diabases), auxquelles se joint aussi un matériel détritique, mêlé en partie à des tufs volcaniques (effusions sous-marines). Grâce à leur métamorphisme ces roches se trouvent aujourd'hui sous le faciès d'amphibolites, de gneiss amphiboliques, etc. Parmi ces derniers, prédomine le dérivé métamorphique des diorites quartzifères et des diorites; les gabbros métamorphisés apparaissent comme des variétés locales des roches dioritiques. Les roches tufogènes, détritiques, développées dans la zone N du massif, représentant un faciès marginal des amphibolites. Les serpentines et les schistes actinolitiques sont les dérivés métamorphiques des roches les plus basiques de la région qui paraissent être plus récentes que les amphibolites et plus anciennes que les granites. Parmi les roches amphiboliques apparaissent intercalées des lentilles de roches à caractère nettement sédimentaire: gneiss à biotite et à chlorite, calcaires cristallins.

Ce complexe tout entier a subi un puissant métamorphisme dynamique, qui lui a enlevé en majeure partie son caractère primaire, textural et structural, et en même temps a provoqué d'importantes transformations minéralogiques dans les roches: ouralitisé des pyroxènes, séricitisation et saussuritisation des plagioclases, épidotisation et chloritisation des minéraux féminiques, serpentinitisation de l'olivine et du pyroxène. A la suite d'intenses transformations prennent naissance des termes à caractères convergents, ce qui rend impossible, dans la plupart des cas, leur séparation. C'est pour ces raisons que j'ai traité ces roches sous le titre commun de complexe «des roches amphiboliques».

Ces roches ont un caractère métamorphique épizonal. L'intensité du métamorphisme est conditionnée, en grande partie, par la composition initiale des roches. Les roches riches en quartz et en plagioclase sont beaucoup plus sensibles aux influences mécaniques que les roches formées essentiellement d'amphibole. Le métamorphisme s'est effectué avant l'intrusion du granite du Parâng, car nous trouvons les roches amphiboliques enclavées à la périphérie du granite. Comme le granite est considéré comme antérieur au Carbonifère supérieur (80), le métamorphisme des roches amphiboliques doit appartenir à une phase plus ancienne. Nous n'avons toutefois pas d'indices qui nous permettent de fixer exactement l'apparition du granite et par là même le métamorphisme des roches amphiboliques.

Du point de vue pétrographique, ces roches sont comparables à de nombreuses formations similaires de diverses régions de l'Europe: Allalin, Gothard (ROSENBUSCH), Sud de la Norvège (GOLDSCHMIDT), Finlande (SEDERHOLM) etc.).

Tout particulièrement la région S de la Norvège, décrite d'une manière si précise par GOLDSCHMIDT, présente beaucoup de caractères communs avec la région de l'autochtone des Carpates Méridionales. Les laves vertes et les roches intrusives — «der Stamm der grünen Laven und Intrusivgesteine» — et notamment les termes les plus métamorphisés de celles ci



ont une grande ressemblance avec les termes formant le complexe des roches amphiboliques du Parâng. Nous prenons cette région comme terme de comparaison, car c'est ici qu'on a pu mettre facilement en évidence la nature des roches. Grâce à l'intensité différente du métamorphisme on a pu établir, d'une façon certaine, le lien génétique entre les schistes verts et les amphibolites d'une part, et les roches effusives et hypabyssales (diabases, porphyrites, etc.) non métamorphisées d'autre part ; ceux-ci représentant le faciès métamorphique de celles-là. Les roches effusives de cette région sont accompagnées d'intrusions basiques et ultrabasiques (gabbros et pyroxénites). GOLDSCHMIDT indique que les roches gabbroïdes acquièrent souvent par métamorphisme un habitus dioritique. « Die Entkalkung der Plagioclase und Uralitisierung der Pyroxène gibt ihnen oft einen dioritartigen Habitus » (14, p. 8).

Dans le massif du Parâng les gabbros à structure relictique typique sont rares. Cependant il n'est pas exclus qu'une partie des amphibolites représente précisément un faciès plus métamorphique des gabbros. Dans son ouvrage GOLDSCHMIDT indique encore qu'il est souvent assez difficile de discerner les roches effusives des roches intrusives, lorsque ces dernières se présentent sous un faciès métamorphique.

B) SCHISTES CRISTALLINS

Les schistes cristallins qui forme le groupe II de la classification de L. MRAZEC, sont peu représentés dans notre région. Ils forment une zone étroite dans la région des sources du Sadul-Groapa-Macaria. Dans cette zone rentrent des quartzites sériciteux, des schistes gneissifiés, puis des schistes chlorito-graphiteux, des calcaires cristallins à graphite. Nous nommerons cette zone — la zone Groapa-Macaria.

Au Nord de la région, le granite de la Valca Jiețului est accompagné de certaines roches gneissiques à caractère épizonal, — zone Slima.

ZONE DE GROAPA-MACARIA

Dans cette zone les schistes gneissifiés sont les plus répandus. A l'œil nu, les roches ont un caractère assez variable. Elles ont la texture schisteuse et présentent souvent un aspect phylliteux. Elles sont de couleur cendrée, blanchâtre à nuances verdâtres parfois très foncées. Leur aspect phylliteux ainsi que leur couleur foncée allant parfois jusqu'au noir, les rapprochent quelque peu des termes phylliteux de la Formation de Schela. Dans leur composition entrent : du feldspath potassique, du plagioclase, du quartz, de la muscovite-séricite, de la biotite, de la chlorite, de l'épidote, du minéral, du rutile.

La structure des roches est cristalloblastique, parfois porphyroblastique. On y trouve aussi des termes ayant une structure hornfelsique, caractéristique, des roches de contact.

Le quartz constitue fréquemment plus de 50% de la masse de la roche. Ses grains (1,5 mm) ont une extinction très roulante et sont pris dans une masse microgranoblastique formée de grains fins de quartz auxquels se joignent un peu de séricite, de chlorite et de plagioclase. Le plagioclase est albitique et constitue approximativement 15% de la roche. Il est limpide et un peu maclé. Le feldspath potassique est rare ; il apparaît en petits grains disposés en trainées parallèles. Sa quantité augmente à mesure qu'on se rapproche du granite de la zone de Macaria. Il constitue le matériel magmatique de ces roches. La muscovite n'apparaît que dans certaines roches, pouvant atteindre le 12% de leur masse. Ses feuillets ne dépassent pas 2×1 mm et sont disposés parallèlement ou en rosettes entourées de petites écailles fines de séricite. Par la disposition sans orientation des feuillets de la muscovite, la roche acquiert sous le microscope un aspect feutré. La biotite se rencontre surtout dans les roches à structure hornfelsitique. La chlorite est très fréquente. C'est à elle que les roches doivent leur teinte vert foncé. Les autres minéraux ont un rôle subordonné.

Ces roches gneissiques sont traversées par des filons de pegmatites, et vers le S (du côté du massif granitique) par de nombreuses apophyses granitiques de dimensions variées. Parfois ces apophyses sont extrêmement fines de sorte que le matériel magmatique ne peut être mis en évidence qu'au microscope. Dans le voisinage du granite, les roches s'enrichissent de plus en plus en feldspath potassique. Ces roches représentent des sédiments très riches en silice, feldspathisés et gneissifiés, injectés de magma granitique. Leur nature ainsi que le métamorphisme qu'elles ont subi, ont été déjà mis en évidence par G. MURGOCI (42).

Les quartzites forment une bande très étroite qui s'interpose entre les schistes gneissifiés et les roches amphiboliques qui les surmontent. Les roches sont compactes, ont un grain très fin et possèdent une texture orientée. La séricite des plans de schistosité leur donne un éclat argenté. Leur structure est granoblastique. Le quartz constitue la plus grande partie de la roche (80%). Les cristaux plus grands ont une extinction fortement roulante. Il est très rare qu'apparaissent aussi quelques feuillets de biotite à inclusions aciculaires de rutil (sagénite). Le plagioclase est extrêmement sporadique.

Les schistes chlorito-graphiteux et les calcaires cristallins à graphite ne sont que très peu représentés. Ils apparaissent dans la partie supérieure des schistes gneissifiés décrits ci-dessus, et ne se rencontrent qu'à Reci. Ces roches sont plus phylliteuses et en même temps riches en graphite. Les calcaires cristallins apparaissent aussi bien intercalés dans les

schistes chlorito-graphiteux que comme enclaves dans le granite du type de Reci. Nous nous bornons à mettre en évidence du moins la présence de ces roches, ne pouvant entrer dans une description plus détaillée car elles sont fort peu représentées dans notre région. Elles forment l'extrémité E d'une zone bien développée vers l'W (Valea Jiului).

ZONE DE SLIMA

Les roches de cette zone diffèrent, de celles décrites plus haut, par leur compacité et par leurs composants minéralogiques; elles rappellent parfois les granites les plus schisteux. Ces roches ont un grain fin, une texture orientée, parfois légèrement lenticulaire. Leur teinte est cendrée, parfois à reflets argentés, à cause de la grande quantité de séricite, d'autres fois verdâtre, plus ou moins foncée, selon la quantité de chlorite et d'épidote qu'elles contiennent. Sous le marteau elles s'effritent en petits fragments à faces parallèles. Elles sont composées de feldspath potassique (microperthite), de plagioclase acide (5—7% An), de quartz, de séricite, de chlorite, d'épidote-zoisite, parfois d'orthite, puis de carbonate, de titanite, d'apatite, de rutile.

Le plus fréquent de tous est le plagioclase. Le feldspath potassique est rare et, souvent, manque complètement. Le quartz, apparaît en petits grains amoncelés en nids, formant des trainées parallèles. Quelquefois, il forme des veines compactes, très étroites et fortement allongées. Son extinction est extrêmement roulante. La séricite et la chlorite déterminent la texture schisteuse de la roche. Les minéraux épidotiques forment des rangés parallèles, plus rarement des nids. L'orthite est extrêmement rare. Le carbonate s'est infiltré. La titanite, le rutile et l'apatite sont tout à fait sporadiques. Il est assez difficile de déceler l'origine de ces roches. Leurs éléments sont parfois identiques à ceux des granites schisteux. Leurs structure et texture les rapprochent des gneiss plagioclasiques épizonaux de la classification de GRUBENMANN. Il est possible que certains de ces termes proviennent de l'écrasement extrême des roches granitiques de cette partie de notre région. La plupart d'entre elles cependant paraissent présenter un matériel plus ou moins finement détritique, imbibé ça et là de liquide magmatique. Toutefois, grâce à l'écrasement très avancé du granite, il s'est produit tous les termes de transition des granites aux gneiss plagioclasiques épizonaux.

C) ROCHES GRANITIQUES

Dans le massif du Parâng, les roches granitiques sont presque aussi répandues que les roches amphiboliques qu'elles traversent. Elles sont développées dans quelques zones appartenant au même massif, séparées entre elles par des roches amphiboliques. Une zone occupe la région des hautes



crêtes (Prisloape, Vf. Mândra, Gruiu, Piatra Tăiată, Stogu). Celles-ci constituent l'extrémité W de la bande de granite centrale du Parâng de G. MURGOCI. Nous appellerons cette zone : la zone Prisloape - Gălcescu. Une autre zone, beaucoup moins développée, affleure sur le versant S de la vallée du Jieț — la zone du Jieț. Ces deux zones sont reliées à l'W par une série d'apophyses et de filons. A la limite S de notre région, une troisième zone fait son apparition, — la zone de Macaria. Les granites de ces trois zones présentent les mêmes caractères et nous les appellerons granites du type Parâng. Dans la région des sources du P. Potlaștea (en Reci) apparaît un massif à caractère microgranitique que nous appellerons le granite du type Reci.

ROCHES GRANITIQUES DU TYPE PARÂNG

Dans les roches granitiques du Parâng, MURGOCI distingue d'une part des granites, et d'autre part des gneiss granitiques. Ces derniers accompagnent le granite central, et d'après MURGOCI, ils ne sont autre chose que des granites périphériques devenus schisteux sous l'influence d'actions dynamiques qui ont agi dans la région (p. 45). A. STRECKEISEN, à la suite de ses recherches de 1928, constate qu'il y a passage graduel par des variétés cataclastiques d'un granite compacte à un granite complètement schisteux dont le caractère relictique indique son origine, ou qui ne diffère en rien des schistes sériciteux (76, p. 5). Dans la région étudiée, la variété schisteuse prédomine sur la variété massive qui est exception. En dehors de la variation de texture et de structure déterminée par des actions mécaniques puissantes, les roches présentent une variation dans leur composition et spécialement une oscillation entre les limites relativement éloignées, de la teneur en feldspath potassique.

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE ET CLASSIFICATION

Du point de vue de la composition minéralogique, ces roches constituent une série acide qui présente toutes les transitions d'un granite à 35%—45% feldspath potassique à une diorite très quartzreuse totalement dépourvue de feldspath potassique. A cause de l'écrasement et de la schistosité très avancée suivie, dans certains cas de la recrystallisation des éléments secondaires, il est très difficile d'établir les rapports quantitatifs des éléments constitutifs primaires des roches. Le plagioclase, les minéraux micacés et le quartz sont les éléments les plus affectés. A côté des déformations mécaniques, le plagioclase et les minéraux micacés sont remplacés par des produits secondaires (séricite, zoïsite, épidote, chlorite, albite) de sorte que, dans un état avancé



d'écrasement, nous ne pouvons plus apprécier avec sûreté quels sont les produits qui se sont formés au détriment du plagioclase et quels sont ceux formés au dépens des micas. Toutefois, comme les minéraux micacés jouent un rôle secondaire dans ces roches, on peut en apprécier approximativement la teneur primaire. La proportion de feldspath potassique peut être établie avec une certaine facilité même dans les roches qui ont été soumises à une transformation plus avancée, car ce minéral ne subit pas de transformations minéralogiques, mais seulement des transformations mécaniques. Le pourcentage du quartz peut aussi être déterminé quel que soit l'état d'écrasement de la roche. Dans le tableau ci-dessous on a indiqué les pourcentages des minéraux dans les roches granitiques et aplitiques.

TABLEAU VI

Composition minéralogique des roches granitiques et aplitiques

	Granites	Granodiorites	Diorites quartzifères	Aplites
Feldspath potassique	25—45	5—25	—	30—25
Plagioclase	30—45	15—60	30—60	20—30
Quartz	25—25	20—40	15—55	30—40
Biotite	1—10	0—15	1—25	0—3
Muscovite	0—8	—	—	2—8
Hornblende	—	0—5	0—5	—
Tourmaline	—	—	—	0—3
Chlorite	0—5	—	0—10	0—3
Séricite	0—4	—	0—15	0—3
Épidote	1—5	—	1—15	0—3
Orthite	0—1	—	0—1	—
Apatite	0—0,5	—	0—1	0—0,5
Titanite	0—2	—	0—1	—
Rutile	traces	—	—	—
Zircon	*	—	traces	traces
Mineral	»	traces	*	—
Calcite	—	—	*	—

Les données de ce tableau ont été déterminées à la suite d'une étude faite sur plus de 50 sections minces et les évaluations en pourcent sont calculées d'après la méthode HOLMES (21). Si l'on notait tous les rapports quantitatifs des minéraux de chaque section étudiée, on obtiendrait une série continue depuis un granite typique jusqu'à une diorite quartzifère, totalement dépourvue de feldspath potassique. D'après la proportion des minéraux, les roches peuvent être groupées en trois catégories principales : granites, granodiorites, diorites quartzifères.

Leur répartition est très capricieuse. Un exemple typique est donné par les roches du Cornu-Bradului. Au contact des roches amphiboliques, la roche présente la composition d'un granite typique : feldspath potassique 30%, plagioclase (25—30% An.) 35%, quartz 25%, épidote, zoïsite, séricite, apatite, minéral, ensemble 10%. A 70 m à peu près, vers l'Ouest, elle est remplacée par une roche dont la composition est la suivante : feldspath potassique 10%, plagioclase 60%, quartz 30%. Plus à l'Ouest encore, après 20—30 m, on passe à une diorite quartzifère typique, composée de plagioclase 60%, quartz 30%, biotite 10%. Après quoi on rencontre un granite à grain fin, aplitique. Entre tous ces types il n'y a pas de limites nettes ; ils passent insensiblement de l'un à l'autre.

En ce qui concerne le reste de la région, la distribution des divers types est la suivante : la zone du Jieț est constituée presque exclusivement de granodiorites et de diorites quartzifères. Dans la zone Prisloape-Gâlcescu, les granites typiques sont plus fréquents mais, vers les parties périphériques, ceux-ci sont accompagnés, çà et là, par des roches à caractère granodioritique. La zone de Macaria est constituée presque exclusivement de granite typique.

La couleur des roches varie. Quand elles sont encore massives, la couleur est blanchâtre ; les rares minéraux femiques n'en changent pas trop la teinte. Les variétés schisteuses deviennent gris vert, couleur due aux minéraux secondaires (séricite, chlorite, épidote) produits par la transformation des minéraux primaires. Le vert gris est la couleur prédominante des roches granitiques.

Une description détaillée de chaque type de roche n'est point nécessaire, car leur différence ne consiste que dans la variation du pourcentage du feldspath potassique et du plagioclase. Les caractères des divers minéraux sont les mêmes dans toutes les variétés.

LES MINÉRAUX DES ROCHES GRANITIQUES

Le feldspath potassique est le minéral dont les cristaux atteignent les plus grandes dimensions. Dans les granites de Găuri, les cristaux peuvent atteindre 2×1 cm, — ce qui donne un aspect porphyroïde à certains granites massifs.

Leur grosseur habituelle varie entre 1 et 3 mm diam. Le feldspath potassique est représenté par le microcline et par la microperthite. Les grains sont tabulaires et moins idiomorphes que ceux du plagioclase. Les macles suivant la loi de Karlsbad sont fréquentes. On remarque parfois dans l'intérieur d'un grain plus gros à texture microperthitique des portions irrégulières, des plages avec le grillage du microcline donnant aussi l'impression d'un début de transformation en microcline. Le clivage (010) est plus visible dans les grains non écrasés. A côté du microcline et des microperthites apparaissent



assez fréquemment aussi de l'albite en échiquier. Cette albite contient des inclusions de cristaux de plagioclase, des lamelles de biotite, des gouttes arrondies de quartz. Les plus importantes sont les inclusions de plagioclase. Celles-ci ont des faces cristallographiques et peuvent atteindre 1 mm de longueur. Le plagioclase inclus est remplacé parfois par un fin agrégat de séricite et d'épidote autour duquel se développe un cadre clair d'albite. La biotite incluse dans le feldspath potassique est en partie ou totalement chloritisée et contient elle aussi des inclusions de rutile (sagénite). Le feldspath potassique est le minéral le plus résistant aux influences mécaniques. Au début de celles-ci le cristal d'orthose se fissure et par les fentes pénètre le quartz qui se cimente tout de suite. Sous une action mécanique plus forte les fragments s'éloignent les uns des autres et les espaces vides se remplissent d'un agrégat de séricite, épidote, albite, quartz. Les grains qui cèdent le plus facilement à l'écrasement sont les plus riches en inclusions. Par l'écrasement de ces cristaux les inclusions sont mises en liberté et les produits secondaires créés à leur détriment se mélangent à ceux issus du plagioclase libre de la roche. Parce que l'écrasement du plagioclase et du quartz a eu lieu avant celui du feldspath potassique, la roche acquiert un caractère porphyroclastique dû aux cristaux de feldspath potassique qui résistent encore, ou à leurs fragments qui sont, malgré tout, plus grands que les grains de la masse fondamentale; ce n'est qu'à une pression très élevée que ces fragments se pulvérisent et que la masse de la roche devient homogène ou presque.

Le plagioclase. La détermination du pourcent d'An est rendue difficile par la décomposition avancée du plagioclase et par le manque de directions cristallographiques suffisantes dans les régions moins atteintes. Dans quelques cas seulement on a pu voir que le pourcentage de l'An oscille entre 20—25%. Les cristaux de plagioclase sont habituellement tabulaires et, dans la roche fraîche, ont un contour cristallographique. Leur caractère essentiel est la grande richesse en minéraux secondaires qui se développent aux dépens du plagioclase. Dans toutes les roches granitiques, le plagioclase est plus ou moins remplacé par un agrégat fin, composé de séricite, de zoïsité, d'épidote, de chlorite et d'albite. On rencontre ces minéraux dans les plagioclases des roches fraîches autant que dans ceux des roches laminées. Les plagioclases des aplites et des pegmatites sont, eux aussi, remplis de pareilles inclusions.

Les produits secondaires sont groupés dans des parties séparées du reste de la roche par un cadre clair d'albite. Le plagioclase contient encore des inclusions de biotite et des gouttes arrondies de quartz. Quelquefois, il forme avec le quartz de belles concrescences micropegmatitiques.

Le plagioclase est fort peu résistant aux actions mécaniques parce qu'il ne se trouve plus en état d'équilibre au moment où celles-ci se manifestent. A un écrasement plus avancé, il se fragmente facilement et il perd sa forme



cristallographique. Les minéraux secondaires sont ensuite disposés en bandes qui ne présentent plus rien de commun avec le plagioclase initial. A la fin, la roche acquiert une texture rubanée, orientée et une structure microgranoblastique.

Le quartz apparaît xénomorphe, avec un contour très dentelé. Dans les roches fraîches il atteint 1—2 mm de diamètre. Il a toujours une extinction très roulante et quelquefois (dans les granites de Macaria) il présente en lumière convergente une image déformé (faiblement biaxe). Il est très sensible aux influences mécaniques. Au commencement, les grains plus gros se séparent en plages d'un aspect parqueté. Avec la croissance en intensité des actions mécaniques, les grains se fragmentent de plus en plus et à la fin ils forment des nids de ciment; parfois ils recristallisent en pavage.

Le plus fréquent des éléments mélanocrates est la biotite. Ses feuillets peuvent atteindre 3×2 mm. Elle a un fort pléochroïsme variant du brun foncé au brun-jaunâtre. Des inclusions de zircon à auréoles pléochroïques sont fréquentes. Ce qui caractérise la biotite, de tous les granites du Parâng, c'est l'existence d'inclusions aciculaires de rutile (sagénite). Elle est souvent décolorée, séricitisée et chloritisée; d'autres fois elle se transforme en épidote. Dans l'épidote nouvellement formée, nous retrouvons parfois des inclusions de rutile. Comme pour les autres minéraux, on reconnaît, sur la biotite aussi, les effets de l'écrasement. Les feuillets se plissent se tordent et finissent par se briser.

La muscovite est caractéristique des granites de la zone de Macaria. Ses lamelles atteignent 1,5×0,5 mm. Dans les autres granites, elle est tout à fait sporadique. Quelquefois elle est produite par la cristallisation de la séricite sous forme de lamelles plus grandes.

La hornblende manque habituellement dans les granites de cette partie du Parâng. Dans un cas seulement (dans un échantillon de Găuri) on a pu constater que la hornblende est un constituant de la roche. Elle apparaît ici avec des contours cristallographiques et se trouve quelquefois incluse dans le feldspath potassique. Dans les granites et les diorites quartzifères du bord du massif apparaissent des grains de hornblende isolés qui proviennent des roches amphiboliques du contact. La hornblende est alors identique à celle des roches amphiboliques. Elle est légèrement colorée en vert brun avec les extrémités et les marges incolores. Les grains sont maclés selon (100); quelquefois, entre deux individus plus grands, s'intercale une troisième lamelle.

La titanite est fréquente dans les granites de Găuri et dans ceux placés sous les calcaires de Coasta lui Rusu et Gârbova. Les cristaux sont idiomorphes, les prismes atteignent 2,5 cm de longueur. On les distingue avec facilité macroscopiquement à leur couleur rougeâtre et à leurs cristaux en forme de toit.



L'apatite est assez rare, le zircon et le rutile ne sont qu'à l'état de traces. Dans les granites de la zone du Jieț, la calcite apparaît quelquefois dans les fissures et forme d'autres fois des nids par infiltration. Le minerai noir primaire n'est pas assez fréquent. Il provient en partie de la biotite. L'orthite est un constituant habituel. Elle est idiomorphe développée soit en cristaux tabulaires d'après (100), soit en grains isométriques. Quelquefois elle est zonée. Le centre est coloré en brun verdâtre et la partie externe en brun foncé. Autour des cristaux d'orthite se développe quelquefois une couronne d'épidote. Le pléochroïsme est intense : ng = brun foncé, nm = brun verdâtre, np = brun pâle. $2V$ grand et quelquefois très difficile à distinguer. L'angle d'extinction varie entre 25° – 40° . La séricite, la chlorite et les minéraux épidotiques apparaissent en grandes quantités. En majeure partie, ils proviennent de la transformation du plagioclase. Les minéraux épidotiques naissent aussi aux dépens de la biotite ; de même la chlorite. La séricite est le plus fréquent de tous.

TEXTURE ET STRUCTURE DES ROCHES GRANITQUES

Ce qui différencie les granites du type Parâng des granites communs, ce sont les caractères de leurs texture et structure. Les granites typiques à texture massive constituent une exception dans le Parâng. Lors même qu'à l'œil nu ils semblent massifs, on remarque sous le microscope l'influence des actions mécaniques. En raison de ces actions, les roches perdent graduellement leur caractère primaire, deviennent cataclastiques, puis schisteuses et finissent par avoir un aspect qui n'a plus rien de commun avec celui des roches primaires. On n'arrive à remonter à leur origine commune qu'en suivant de très près toutes les transformations que ces roches ont subies. Nous décrirons ci-dessous deux types représentatifs.

Roches granitiques massives. Nous n'avons trouvé la texture massive que dans les roches de la composition du granite. Les plus typiques affleurent dans le ruisseau de Găuri (à 500 m E de la bergerie), à Cornu Bradului, sur le Vf. Gruiu et puis à Macaria. On peut en suivre le passage graduel aux roches schisteuses sans qu'il y ait de limites nettes entre elles. La texture des roches est massive ou presque massive, car on remarque quand même une légère orientation des minéraux. La structure est holocristalline, granuleuse, phanéromère. Tous les éléments de la roche peuvent être distingués à l'œil nu. Les granites de Macaria et de Cornu Bradului sont équi-granulaires avec un grain moyen ou fin. Les granites de Găuri et Gruiu ont un caractère porphyroïde. Dans la masse holocristalline phané-



romère de la roche, flottent de grands cristaux de feldspath potassique (perthite et microcline) avoisinant quelquefois de l'albite en échiquier. Ils peuvent atteindre 2 cm de longueur. Quelquefois la biotite aussi tend à former des phénocristaux dans certains granites du Cornu Bradului. Quoique massives ces roches présentent sous le microscope des déformations mécaniques. Les grains sont légèrement écrasés, traversés de fissures remplies de quartz et de minéraux secondaires. Le quartz a une extinction très roulante et présente quelquefois en lumière convergente une image déformée. La texture en est massive, et la structure cataclastique.

Roches granitiques à texture gneissique. Ce sont les roches granitiques les plus répandues du Parâng. Leur texture est schisteuse.

A la suite de la pression orientée, les éléments constitutifs, sont disposés en bandes parallèles. La schistosité de la roche n'est pas due à l'orientation des minéraux micacés primaires, car ils ont disparu, mais elle est marquée par les feuillets de séricite et de chlorite provenant de la transformation des plagioclases. Les roches sont compactes et non feuilletées. D'habitude la texture prend un caractère porphyroclastique à cause des cristaux plus grands de feldspath potassique. C'est une structure caractéristique qui attire l'attention. A l'oeil nu, on ne distingue que de grands cristaux de feldspath potassique, blancs ou légèrement rosés, dispersés dans une masse finement schisteuse, verdâtre, composée de séricite, chlorite, épidote, albite et quartz. Les cristaux de feldspath potassique peuvent représenter soit les phénocristaux de la roche porphyroïde primaire, soit des fragments provenant de l'écrasement des grains, lesquels, dans ce stade de transformation des roches, sont quand même plus gros que ceux de la masse fondamentale. La structure porphyroclastique est propre aux roches qui proviennent du laminage des granites et des granodiorites, riches en feldspath potassique. Celui-ci étant le minéral le plus résistant à l'écrasement, il survit aux autres minéraux (plagioclase, quartz, micas) qui sont réduits en une masse fine microgranulaire. Les débris des feldspaths potassiques sont encore assez grands pour donner une structure porphyroclastique. Les diorites quartzifères du stade schisteux, présentent une structure simplement cataclastique. Ainsi la structure et la texture secondaire des roches dépendent, dans beaucoup de cas, de leur composition primaire. Dans un stade plus avancé d'écrasement, les roches perdent tout à fait leur caractère primaire et il en résulte un vrai schiste avec albite, séricite, chlorite, épidote, zoïsité. Leur structure est en ce cas un mélange de structures cataclastique et granoblastique. Les roches ont un grain fin, les feuillets de séricite et de chlorite sont disposés parallèlement formant des bandes fines qui renferment des restes de feldspath potassique ou un porphyroblaste d'albite, ou bien des grains de quartz à extinction roulante. Dans ce stade, la cristallisation de l'albite, de la séricite, de la musco-

vite, de l'épidote et du quartz est assez intense. La roche n'est pas une mylonite, ou bien, si elle l'a été, ce caractère a disparu à la suite de la cristallisation assez avancée des minéraux secondaires. Ces propriétés se manifestent surtout dans les granites de la zone du Jieț et dans ceux de la limite N de la zone de Macaria.

* * *

Ces roches portent les traces d'une puissante influence mécanique. De leur structure et de leur texture ainsi que de la façon dont leurs minéraux primaires et secondaires subissent les actions d'écrasement, on peut tirer certaines conclusions sur les phénomènes auxquels elles doivent leur aspect actuel. Les granites les plus massifs (Macaria, Gruiu, Găuri) ont, eux aussi, leurs plagioclases séricitisés et zoïsitisés, la biotite en partie chloritisée et décolorée, la muscovite séricitisée, ce qui semble montrer que les déformations mécaniques n'ont pas marché de pair avec les transformations minéralogiques; ces dernières précèdent, au moins en partie, les actions mécaniques d'écrasement. Par les transformations subies dans une phase antérieure à l'écrasement, les minéraux se trouvent déjà en déséquilibre et, par suite, cèdent plus facilement aux efforts mécaniques. Mais il est assez difficile de faire une séparation nette entre les divers phénomènes géologiques. Sans doute, cette limite ne peut exister au vrai sens du mot, car ces phénomènes se superposent au moins en partie. Ce qui paraît certain dans le cas des granites du Parâng c'est que le maximum d'intensité des mouvements mécaniques a eu lieu après la transformation minéralogique de la plus grande partie des constituants. La texture schisteuse, comme la structure cataclastique, sont des propriétés secondaires acquises par la roche à l'état solide. Les modifications subies sous l'influence des forces dynamiques sont, en ligne générale, de deux sortes :

a) Destructives (surtout mécaniques), qui consistent dans l'écrasement des minéraux qui n'ont pas encore subi des transformations chimiques (orthose et quartz);

b) Constructives, qui conduisent à la recristallisation des minéraux secondaires (séricite, muscovite, zoïsité, albite). C'est pour cette raison que dans un stade avancé de schistosité, les roches riches en feldspath potassique et en quartz (granites typiques) ont une structure cataclastique-porphroblastique, tandis que les granodiorites et les diorites quartzifères sont beaucoup plus schisteuses et ont un caractère microgranoblastique dû aux minéraux secondaires cristallisés et disposés en bandes parallèles dans la roche et dont la forme ne ressemble plus à celle du minéral dont ils proviennent.

CHIMISME DES ROCHES GRANITQUES

Les analyses suivantes donnent une idée du chimisme des roches granitiques (tableau VII).



TABLEAU VII
Composition chimique des roches granitiques

	I	II	III	IV
SiO ₂	73,25	70,30	67,40	69,37
TiO ₂	traces	0,72	0,22	0,28
Al ₂ O ₃	14,41	14,74	16,46	13,69
Fe ₂ O ₃	0,51	1,47	1,53	3,21
FeO	0,45	0,55	1,47	1,96
MnO	traces	traces	traces	0,03
MgO	0,10	0,98	1,26	1,35
CaO	0,91	1,53	3,26	1.19
Na ₂ O	3,81	3,98	3,74	3,74
K ₂ O	5,84	4,35	3,81	2,65
H ₂ O +	0,35	0,97	0,74	1,84
H ₂ O —	0,07	0,08	0,07	0,11
P ₂ O ₅	0,14	0,28	0,10	0,17
S	—	—	—	0,15
CuO	—	—	—	0,03
	99,84	99,95	100,06	99,77
Poids sp.	—	—	—	2,74

I, II, III, analysées par: P. BEARTH (Bâle).

IV, analysé par M-me E. ZAMFIRESCU (Bucarest).

Valeurs Niggli									
	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
I	412	47,5	5	5,5	42	0,50	0,14	1,22	+ 134
II	354	44	15	8	33	0,41	0,48	0,53	+ 122
III	286	41	18	15	26	0,40	0,44	0,83	+ 82
IV	336	39	29	6	26	0,32	0,33	0,21	+ 132

I. Granite massif: quartz, feldspath potassique, plagioclase séricitisé et zoïsitisé, biotite, chlorite, titanite, apatite, épidote, zoïsite, grenat (Cornu Bradului).

II. Granite écrasé: quartz, feldspath potassique, plagioclase séricitisé et zoïsitisé, chlorite, titanite, apatite, épidote, zoïsite, orthite, séricite, minéral (Jieț).

III. Granite massif (faiblement écrasé): quartz, feldspath potassique, plagioclase séricitisé et zoïsitisé, biotite, chlorite, titanite, apatite, épidote, zoïsite, minéral (R. Găuri).

IV. Granite écrasé: quartz, feldspath potassique, plagioclase séricitisé et zoïsitisé, biotite, chlorite, séricite, épidote, minéral (Jieț).

L'analyse I s'encadre assez bien parmi les roches du type des magmas granito-aplitiques. C'est spécialement le cas des granites aplitiques de Milford-Massach (53, p. 109, analyse 4). Cette roche a un chi-

misme très semblable à celui du granite massif de Cornu Bradului (analyse I). On constate encore que la valeur fm est très réduite, plus petite même que c . L'analyse II correspond bien aux roches dont le chimisme est caractéristique des magmas engadinitiques (53, p. 110, an. 16). L'analyse III présente un chimisme proche de celui des magmas granodioritiques et qui correspond surtout à leur termes les plus acides (53, p. 115, an. 5, 6). L'analyse IV présente un chimisme tout à fait à part. La valeur de fm est trop élevée; la différence $al-alk$ est positive et assez grande. Par ces caractères, le chimisme de cette roche se rapproche de celui des magmas de la série potassique (méditer.) c'est-à-dire du type tasnagranitique. L'analyse de ce granite ressemble à celle du granite de Mönchalp-Graubünden (75, p. 182).

Les caractères chimiques des granites du type Parâng peuvent être esquissés malgré le petit nombre des données chimiques. Les analyses I, II, III, appartiennent à la série des magmas calco-alcalins (série pacifique); l'analyse IV appartient à la série potassique (série méditerranéenne) (fig. 1).

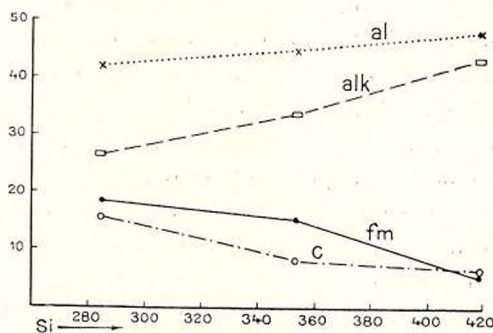


Fig. 1. — Diagramme de différenciation des granites de type Parâng. (D'après NIGGLI).

PHÉNOMÈNES DE CONTACT EXOGÈNE DU GRANITE

Les roches traversées par le granite se comportent différemment à son contact. Les schistes de la zone Groapa-Macaria s'enrichissent en feldspath potassique à mesure qu'ils s'approchent du granite, se gneissifient et quelquefois acquièrent un caractère de cornéenne. Les gneiss épizonaux de Slima ne paraissent pas influencés par le contact évident avec le granite. Probablement s'agit-il seulement d'une imbibation du matériel d'origine sédimentaire par la solution magmatique et, à cause des actions mécaniques qui sont ici beaucoup plus fortes, le caractère de la roche de contact s'est effacé. Dans le reste de la région, le granite traverse le complexe des roches amphiboliques. Étant donné la nature diverse de ces roches, on doit s'attendre à ce que les transformations au contact avec le granite soient assez variées. La limite entre les roches amphiboliques et le granite est nette; il n'y a point de zone de transition comme pour les roches gneissifiées. Cette

limite persiste même lorsque des blocs de roches amphiboliques (xénolites) flottent dans le magma granitique (pl. I, fig. 3 et 4). Nous décrirons les roches qui montrent un métamorphisme de contact évident.

Cornéennes à biotite. Macroscopiquement ces cornéennes ne diffèrent des amphibolites que par la présence de la biotite et quelquefois aussi par celle du grenat. On les rencontre dans les deux zones de roches amphiboliques. Sous le microscope elles présentent une structure du type hornfelsitique. Elles sont formées de plagioclase, de quartz, de hornblende, de biotite, de magnetite, de pyrite, quelquefois aussi de grenat, puis d'épidote, de chlorite, d'apatite et de titanite. A part le grenat et la titanite, tous les éléments sont xénomorphes. Les grains de petites dimensions s'entreprennent, chacun contenant des inclusions de minéraux voisins.

Le plagioclase est un oligoclase basique. Il apparaît toujours en concrescence poecilitique avec la hornblende. Le plagioclase albitique ne manque pas non plus. La hornblende est xénomorphe et, par le développement de ses grains, donne à la roche un aspect porphyroblastique. Elle est vert brun avec des plages d'une nuance bleuâtre. L'absorption est très prononcée; *ng* = vert brun avec tendance au bleuâtre; *nm* = brun verdâtre; *np* = vert jaunâtre; elle s'éteint à 20°—30°; contient de nombreuses plages irrégulières de biotite et de chlorite. La formation de la biotite aux dépens de la hornblende n'est pas douteuse. Dans les roches amphiboliques éloignées du granite, la biotite est une rareté, tandis que dans celles de contact elle arrive à constituer jusqu'à 20% de la roche. Ses feuillettes sont d'habitude courts, presque isométriques et forment avec des petits grains de hornblende de même grandeur une sorte de réseau irrégulier dont les mailles contiennent des cristaux de feldspath et de quartz. Sa couleur est brune, — le pléochroïsme est habituel. Le grenat constitue de grands cristaux (3 mm) quelquefois idiomorphes. Il est criblé de trous comme la hornblende et contient dans ces trous de petits grains de minéral, de quartz et surtout des plages de hornblende, de biotite et de chlorite. La pyrite est fréquente; de même la magnetite. Les autres minéraux ne présentent rien de particulier.

Cornéennes à pyroxène Le pyroxène, comme minéral de contact, apparaît autant dans les amphibolites de la périphérie du granite, que dans les xénolites de roches amphiboliques à l'intérieur du granite. Les xénolites les plus typiques se rencontrent sur le versant ouest de la Valea Largă, puis dans les R. Lăpușelul et Izvorul, — dans Găuri et surtout sur le versant sud, dans les vallées Setea Mică, et Setea Mare (fig. 3, 4, pl. I).

Les cornéennes à pyroxène ont un grain petit, de couleur verte plus ou moins claire selon la teneur en minéraux leucocrates ou mélanocrates. Leur



structure est cristalloblastique-hornfelsitique. Elles sont composées de feldspath, de quartz, de hornblende, de pyroxène, de grenat, de biotite, de chlorite, d'épidote, de titanite, d'apatite et de pyrite.

Le feldspath est un plagioclase avec 18 à 23% An, accompagné quelquefois d'un plagioclase albitique. L'albite en échiquier apparaît aussi, disposée de préférence sur les plans de schistosité des roches ; mais d'autres fois elle envahit des régions plus grandes de la roche et renferme des petites plaquettes de hornblende et de pyroxène. Ce feldspath provient du magma granitique. Le quartz apparaît en grains isométriques avec un contour irrégulier. La hornblende est xénomorphe. Les plus gros grains peuvent atteindre $1,5 \times 1$ mm. Son contour est tout à fait irrégulier. Au contact du granite, la hornblende se transforme en biotite et surtout en pyroxènes, de l'extérieur vers l'intérieur. Dans les grains plus gros de pyroxène on aperçoit encore, par ci par là, une plage de hornblende non transformée, au contour irrégulier. La présence de ces deux minéraux dans la même roche pourrait être interprétée comme un cas d'ouraltisation du pyroxène primaire, mais la disposition du pyroxène à la périphérie des cristaux d'amphibole ainsi que les restes de hornblende qu'on rencontre dans les grains du pyroxène montrent que la transformation n'est pas une ouraltisation, mais, au contraire, une pyroxénisation de la hornblende. Comme ces roches sont en contact direct avec la masse granitique, leurs conditions de transformation sont claires. Il est possible que la hornblende soit le produit de la transformation d'un pyroxène primaire. Dans ce cas, nous aurions à faire à une réfection du pyroxène sous l'influence du contact avec le magma granitique. « Minerallogically the most notable feature is the reappearance of augite, which now becomes the normal and stable ferromagnesian constituent. The uralitisation effected at an earlier stage is thus reversed, and hornblende formed by other reactions, . . . likewise gives place now to augit » (18, p. 110). Le grenat de ces cornéennes forme, là où il apparaît, les plus grands cristaux. Il est très riche en inclusions occupées en première place par la hornblende verte, puis par la zoisite, la chlorite et le quartz. Les autres minéraux n'ont aucun caractère particulier. Ces cornéennes correspondent aux amphibolites et aux gneiss amphiboliques.

Cornéennes à grenat. En montant par la Gura Plaiului vers Vf. Parâng on est tout de suite frappé par la grande richesse en roches à grenat. Ces roches apparaissent aussi sur le versant E de Vf. Parâng et, de place en place, sur le versant N de Slăveiu. Les roches sont schisteuses, brun cendré avec des taches vertes de différentes nuances. Elles ont un aspect terreux. Le grenat forme des nodules qui atteignent quelquefois 3 mm. Les roches sont formées de quartz 5—25%, plagioclase 15—30%, hornblende 20—70%, grenat 5—30%, biotite-chlorite 0—5%, pyrite et minéral 2—5%.



La structure des roches est cristalloblastique, porphyroblastique, quelquefois cataclastique. Leur minéral caractéristique est le grenat qui, en coupe mince, est incolore ou rose brun. Quelquefois il possède des faces cristallographiques; les grandes dimensions de ces cristaux provoquent une structure porphyroblastique des roches. Assez souvent il apparaît toutefois en petits grains (inférieurs à 0,8 mm), arrondis ou anguleux. Ce qui distingue les gros grains, c'est qu'ils sont abondamment criblés de trous irréguliers et remplis par des plages xénomorphes de hornblende vert brun, de quartz, et de plagioclase albitique. Il est intéressant de constater que la hornblende incluse dans le grenat est toujours d'un vert brun comme celle placée au voisinage immédiat du grenat. Quelquefois le même grain de hornblende est vert brun au contact avec le cristal de grenat et incolore à l'extrémité opposée. Le grenat semble appartenir au groupe Ugrandit de WINCHELL (87, p. 261, 263), pauvre en aluminium. Il paraît exister une relation entre la nature de la hornblende et le grenat en ce qui concerne l'oscillation du pourcentage d'Al. Il est possible que pendant le métamorphisme l'amphibole devienne plus alumineuse accumulant l'Al de son entourage, tandis que le grenat naissant reste pauvre en Al. Quelquefois le grenat est taché par un pigment noir disposé ordinairement en alignements parallèles au grain qui les contient. L'épidote apportée par des solutions hydratées se trouve concentrée en nids. Ses cristaux atteignent ici 2—3 mm diam. Le carbonate s'est infiltré. Les autres minéraux se présentent avec les mêmes caractères que dans les roches précédentes. Les cornéennes de ce type correspondent aux roches tufogènes et détritiques qui ont un grand développement dans cette partie de notre région. La formation du grenat peut être considérée comme une conséquence due bien plus aux solutions aqueuses qui ont circulé après la consolidation du granite, qu'à une action directe de celui-ci sur les roches environnantes (68, pp. 126, 127).

Cornéennes à biotite, sillimanite, grenat et tourmaline. Dans un des précédents chapitres nous avons montré que, parmi les roches amphiboliques, on trouve quelquefois des gneiss à biotite en partie chloritisée (v. p. 53). Nous les avons considérés comme provenant du métamorphisme des sédiments intercalés dans les amphibolites. Par la présence de la biotite, elles s'apparentent aux cornéennes à biotite, sillimanite, etc. Il est possible qu'une partie de ces roches (les gneiss) doivent leur aspect à l'influence du magma granitique.

Dans ce chapitre nous décrirons seulement les roches qui présentent tous les caractères des roches de contact. Ces roches apparaissent dans le proche voisinage du granite qui les enveloppe souvent. On rencontre les exemples les plus typiques près du granite de R. Gruiu, puis dans la Gura Plaiului et surtout sur l'arrête du Cornu Bradului et dans R. Lăpuşelul. Les



cornéennes de l'enclave de Culmea lui Tache (à l'E du lac Gâlcescu) présentent, elles aussi, les mêmes caractères. Elles sont fréquentes sur le versant S des montagnes où elles apparaissent soit à la limite des roches amphiboliques, soit intercalées directement dans le granite. Les roches sont compactes mais d'une texture parallèle; le grain est petit ou moyen. On remarque une grande richesse en biotite brun rougeâtre. A l'œil nu, on reconnaît encore des grenats, quelquefois de courts prismes de tourmaline, puis du quartz et du feldspath. Sous le microscope, elles présentent une structure typique de cornéenne. Les constituants de la roche, généralement équigranulaires, sont xénomorphes, anguleux et surtout extrêmement criblés de trous. Ils s'interpénètrent de la façon la plus intime. Un pigment poussiéreux remplit la roche entière, formée de quartz, de plagioclase, de biotite, de muscovite, de sillimanite, de tourmaline, de grenats, d'épidote, de zoïsite, de pigment noir et de minéral.

Les minéraux caractéristiques de ces roches sont la sillimanite et la tourmaline. La sillimanite est toujours fibreuse (fibrolite). Souvent elle est développée à la périphérie des feuillets de biotite qui deviennent alors incolores et se transforment en fibres. Dans la masse fibreuse de la sillimanite, on aperçoit, en certains endroits, des plages irrégulières de biotite à contour effacé qui se perd insensiblement dans les fibres de sillimanite. La tourmaline est toujours idiomorphe, en prismes allongés ($2 \times 0,8$ mm), avec des terminaisons cristallographiques. Elle a un pléochroïsme très fort, incolore à brun-jaunâtre. Fréquemment elle est zonée avec le centre plus clair que la périphérie. Sa présence montre qu'en dehors de la recristallisation des minéraux sous l'influence de la haute température, il y a eu aussi un apport de substances volatiles (contact pneumatolytique).

Il n'est pas faute de préciser à quelles roches de couverture du granite correspondent ces cornéennes. Elles ne forment pas des zones étendues permettant de les suivre en dehors de l'aurole du granite mais elles apparaissent comme de petites lentilles parmi les roches amphiboliques au contact du granite. Dans la Gura Plaiului elles accompagnent partout les cornéennes à grenat. En tenant compte de la répartition des roches autour du granite, on pourrait considérer les cornéennes à grenat ainsi que celles à biotite et sillimanite comme représentant le faciès de contact des roches détritiques-tufogènes.

Les cornéennes à biotite et sillimanite correspondent à la partie argileuse du sédiment initial.

Calcaires à silicates. De même que les autres roches, les calcaires ressentent aussi l'influence du granite lorsqu'ils entrent dans l'aurole de contact de celui-ci. Ils s'enrichissent en silicates et modifient leurs caractères de structure et de texture. Les affleurements les plus typiques se voient

à la source du R. Voislavul (sur le versant ouest de Fruntea Slimei) dans les R. Gruniu, Saşa, R. Izvorul. En dehors du carbonate, on trouve encore: quartz, feldspath, pyroxène calcique, séricite, grenat, zoïsité, titanite, apatite, minéral et quelquefois trémolite.

Les roches pauvres en carbonate ont une texture rubanée, les autres sont massives; leur structure est granoblastique. Le carbonate constitue presque la moitié de la masse de la roche. Le pyroxène est calcique (diopside), incolore ou légèrement verdâtre. Il forme de fines petites couches parallèles entre les grains de carbonate; mais il apparaît aussi en nids. Le grenat est peu répandu; il est arrondi. La zoïsité est plus fréquente. Les autres minéraux ne présentent rien de nouveau.

Ces roches proviennent des sédiments calcaires, riches en impuretés. Sous l'influence de la haute température, des réactions entre le matériel calcaire et les impuretés s'amorcent et conduisent à la formation de nouveaux minéraux, — diopside, grenat, zoïsité, trémolite. Ces derniers doivent probablement leur présence aux éléments de la partie marneuse du sédiment initial.

Cornéennes à diopside et grenat. A côté des roches précédemment décrites, nous devons rappeler aussi la présence de cornéennes à diopside et grenat (Diopsidfels). Elles se distinguent par leur grande proportion de pyroxène, par le manque de carbonate et par la présence du plagioclase et de l'albite en échiquier. La proportion initiale de magnésium a été telle qu'il est entré en entier dans la molécule du diopside. L'excès de calcium est entré dans la molécule de l'anorthite. La présence de l'albite en échiquier pourrait être due aux réactions des éléments des micas primaires du sédiment calcaire, mais il semble qu'il faille plutôt en rechercher l'origine dans une injection du magma granitique. Le grenat a une biréfringence anormale; il est quelquefois zoné et présente toutes les propriétés du grossulaire.

PHÉNOMÈNES DE CONTACT ENDOMORPHE

La démarcation entre les roches granitiques et les roches amphiboliques est nette là où le massif granitique proprement dit est en contact direct avec les roches amphiboliques, ainsi qu'aux endroits où les filons et les apophyses granitiques pénètrent profondément dans les roches environnantes. Ainsi que nous l'avons rappelé plus haut (v. p. 67, 68), on trouve souvent, à la périphérie du massif, des blocs d'amphibolites et de gneiss amphiboliques pris dans le granite (xénolites). Quelquefois les xénolites gardent la même orientation, les plans de schistosité de plusieurs blocs ayant la même direction. Le magma granitique les traverse sous forme de filons transversaux ou parallèles aux plans de schistosité. A raison de la

force de pénétration du magma, les fragments extrêmes des roches traversées se détachent, sont mis en mouvement, flottent dans la fonte granitique et s'écartent les uns des autres. La consolidation du granite provoque ainsi un mélange mécanique de matériel granitique et de xénolites qui donnent à la roche un aspect bréchoïde (lorsque les xénolites ont des pointes et des arêtes aiguës) ou conglomératique (lorsque les blocs d'amphibolites sont arrondis).

La présence des xénolites avec pointes et arêtes tranchantes montre que l'assimilation des amphibolites par le granite a été très restreinte ; les formes émoussées ou arrondies qui se rencontrent localement semblent être le résultat d'un effritement plutôt que d'une corrosion. Les modifications que subit le granite ne sont pas intenses ; elles se limitent à une zone très réduite. Nous allons décrire quelques cas.

Le granite compris entre les xénolites de Setea Mică est blanc, finement granuleux, schisteux, — de structure légèrement cataclastique. Le feldspath potassique est représenté par le microcline. Le plagioclase est complètement zoïsitisé. Le quartz a une extinction très roulante. La muscovite, la séricite, la biotite apparaissent avec les mêmes caractères que dans le reste des granites. Quelques grains de hornblende accompagnent ces minéraux. Ce granite présente absolument les mêmes caractères que les granites de l'intérieur du massif. La biotite à sagénite ainsi que le plagioclase séricitisé et zoïsitisé, si caractéristique de tous les granites, se trouvent aussi ici. Un seul constituant, pour ainsi dire étranger, c'est la hornblende. Sa présence est explicable ; elle provient des xénolites enfermées dans la masse du granite. À côté de la xénolite, les cristaux de hornblende sont plus nombreux, ce qui prouve justement qu'ils ont été détachés du bloc d'amphibolite par la fragmentation des arêtes et des extrémités pointues. À côté de la hornblende, apparaissent encore des petits nids formés de petits grains d'épidote et de zoïsite qui semblent provenir du plagioclase des xénolites.

Un échantillon pris dans une autre région (R. Izvorul) de contact des roches amphiboliques, présente la composition d'une diorite quartzifère très pauvre en feldspath potassique. À part ces quelques cristaux de hornblende, il a la même composition que la diorite quartzifère de l'intérieur du massif.

Le granite injecté entre les xénolites du R. Izvorul, a un caractère aplitique, un grain fin et une texture massive. Le feldspath potassique manque totalement mais le plagioclase est albitique, son indice de réfraction est inférieur à celui du baume de Canada. Il est frais et contient, à proximité de la xénolite, de nombreux paquets d'épidote et de zoïsite qui proviennent probablement du plagioclase de la xénolite. En même temps, dans cette région, le granite s'enrichit (près de la xénolite) en hornblende et pyroxène.

Des exemples précédents, il ressort que le granite modifie très peu sa composition et cela sur une zone fort étroite, près des roches amphiboliques.



GOLDSCHMIDT décrit des phénomènes pareils, qui ont eu lieu dans la contrée comprise entre Stavanger et Trondhjem. Le contact net entre les granites et les roches amphiboliques, ainsi que le contour anguleux des xénolites montrent que le magma granitique se trouvait dans l'impossibilité d'assimiler des roches environnantes¹⁾. D'ailleurs la composition du granite voisin des roches amphiboliques prouve la même chose. Cette incapacité d'assimilation est due fort probablement au refroidissement rapide du magma granitique qui perd ainsi la faculté de dissoudre et d'assimiler des roches environnantes. « The consideration just outlined shows that in all cases sharp boundaries must be due to rapid cooling and consequent inadequate time » (7, p. 198).

ROCHES FILONIENNES

Aplites. Elles traversent autant les granites que les roches amphiboliques. Leurs filons pénètrent d'habitude parallèlement au plan de schistosité de la roche. Elles sont d'un blanc gris et ont un grain fin, généralement équi-granulaire. La texture massive est aussi rare que dans les roches granitiques. Leur structure est microgranitique, granuleuse pour les roches massives, cataclastique pour les roches schisteuses. À côté des aplites typiques, on remarque quelquefois aussi des aplites dépourvues de feldspath potassique (plagiapplites).

Le feldspath potassique est du microcline et de la microperthite. Les grains sont isométriques (jusqu'à 1 mm), frais et renferment quelquefois des petits cristaux de plagioclase, des gouttes de quartz, plus rarement des feuillets de muscovite et de biotite. Le plagioclase est un oligoclase acide (8 à 14 % An) le plus souvent il est séricitisé et zoïsitisé ; on ne reconnaît que rarement des macles. Le quartz xénomorphe, à extinction très roulante, s'insinue parmi les autres éléments de la roche. La muscovite est le minéral micacé le plus fréquent. Dans les variétés schisteuses elle est disposée sur le plan de schistosité de la roche. Ses feuillets atteignent 1 mm de longueur. La biotite apparaît toujours en feuillets petits et allongés (0,3 à 0,5 mm). Dans les variétés écrasées elle est décolorée et quelquefois chloritisée. La séricite, la chlorite et l'épidote apparaissent plus souvent dans les variétés écrasées.

Pegmatites. Ces roches sont beaucoup plus rares que les aplites. Je les ai trouvées dans le P. Macaria, traversant les gneiss. On en rencontre des blocs

¹⁾ GOLDSCHMIDT, observant que les limites entre les roches basiques et les roches leucocrates acides sont nettes et qu'en général les phénomènes d'absorption et d'assimilation font défaut lorsqu'un magma acide traverse une roche basique, attribue cette incapacité d'assimilation à la saturation du magma granitique en éléments mélanocrates. « Eine Magma welches schon in einem früheren Stadium gewisse Minerale ausgeschieden hat, bis, Gleichgewicht mit den Bodenkörper eintrat, ist solange dieses Gleichgewicht besteht beschäftigt an diesen Bodenkörper und kann sie nicht von neuen auflösen » (14, p. 93).

dans les lits des ruisseaux Izvorul et Lăpușelul. La pegmatite de Macaria est écrasée, cataclasée et schistosée. Une coupe transversale la fait apparaître lenticulaire; les faces de schisteuse sont doublées de séricite.

Le feldspath potassique est représenté par une microperthite. L'albite en échiquier apparaît en quantités assez grandes, quelquefois jusqu'au 35 % de la roche. Le plagioclase est un oligoclase intermédiaire, parfois assez basique. Il est bruni et entouré d'un cadre clair d'albite. Le quartz a une extinction fortement roulante et est en partie, transformé en ciment. La muscovite apparaît en petits feuillets de moins de 0,5 mm. La séricite se développe surtout au dépens de la muscovite. Les pegmatites des R.¹⁾ Izvorul et Lăpușelul sont cataclasées mais non schistosées. Leur texture est massive, leur grain est grand (jusqu'à 6 × 5 cm). Elles sont constituées de feldspath potassique, de plagioclase, de quartz, de tourmaline, de séricite, d'épidote et de chlorite. La tourmaline est noire et luisante; ses prismes peuvent atteindre 4 cm de longueur. Les autres minéraux ont des caractères identiques à ceux des roches déjà décrites.

Quartz filoniens. Ces quartz traversent les roches amphiboliques ou apparaissent à leur contact avec le granite. Une série de filons composés de quartz blanc, pur, d'un aspect bréchoïde apparaissent sur les crêtes de Vf. Parâng-Vf. Cârja. On les rencontre encore à Slăveiu, Găuri, à la limite du granite et des roches amphiboliques. Au microscope on voit une roche composée en entier de grains de quartz de diverses grandeurs et extrêmement anguleux. Les grains les plus grands, à extinction très roulante, sont allongés et entourés de couronnes de ciment dues à l'écrasement périphérique des gros grains. Ces quartz représentent, sans doute, les dernières émanations du magma granitique qui appartiennent à la période hydrothermale. L'aspect bréchoïde et la transformation en ciment des grains sont dus aux actions mécaniques qui ont suivi leur arrivée.

CONCLUSIONS SUR LA GENÈSE ET L'ÂGE DU GRANITE DU TYPE PARÂNG

Ces granites représentent une série continue allant d'un granite typique jusqu'à une diorite quartzifère. La répartition des divers termes dans l'intérieur de la masse granitique est tout à fait irrégulière.

Les passages graduels d'un terme à l'autre rendent impossible leur séparation même sous le microscope.

C'est pour cette raison que nous avons traité ce complexe de roches acides comme un groupe unique, à l'intérieur duquel on distingue plusieurs termes

¹⁾ R. = l'abréviation du mot roumain *râu* = la rivière.



déterminés par la proportion des divers minéraux. Il est assez difficile de spécifier la cause qui a déterminé cette variation de composition des roches.

Ce pourrait être dû soit à la différenciation magmatique, soit au processus d'assimilation, soit aux divers âges. Les phénomènes d'assimilation sont fort réduits. Au contact des roches amphiboliques le granite modifie très peu sa composition et sur une zone très restreinte. La modification consiste dans un enrichissement en cristaux de hornblende, pyroxène et zoïsite.

En général, la variation de la composition du granite le long de sa limite avec les roches amphiboliques est identique à celle qui a lieu à l'intérieur du massif. N'étant pas en mesure de prouver d'une façon certaine la présence de phénomènes d'assimilation, on peut attribuer la dissemblance de composition des roches à la différenciation magmatique. Les granites, les granodiorites et les diorites quartzifères ne sont pas que des faciès locaux du même magma granodioritique. Il n'est pas exclu qu'une petite partie des roches granitiques soit plus jeune que le reste. C'est spécialement le cas des diorites quartzifères à biotite de Cornu Bradului dont l'aspect macroscopique pourrait suggérer une pareille possibilité, bien qu'il soit jusqu'à un certain point, différent des autres roches. Quoiqu'on ne puisse voir nulle part une discordance entre ceux-ci et le granite des environs, il est possible que celui-ci soit plus jeune que le reste, mais cependant antérieur à la phase orogénique qui a écrasé les granites.

Un autre caractère essentiel du granite du type Parâng est sa structure et sa texture.

La roche prédominante est un granite laminé qui porte les traces d'une forte action mécanique. Les études antérieures faites par L. MRAZEC (38, 39) et G. MURGOCI (42, 43, 45) ainsi que celles plus récentes de A. STRECKEISEN (75—80) mènent à la même conclusion: la schistosité du granite est due aux actions mécaniques.

Parce que les granites laminés et cataclasés sont les plus répandus dans la région N du massif du Parâng, nous pouvons supposer que dans cette contrée l'intensité de l'action mécanique a été beaucoup plus forte qu'au Sud.

Une autre particularité de ces granites réside dans les transformations subies par les minéraux qui les constituent. L'orthose est remplacée par la microperthite et l'albite en échiquier. Avant de se décolorer, de se chloritiser et de s'épidotiser la biotite se charge d'inclusions de rutil (sagénite). Le plagioclase est rempli de petites écailles et de grains fins de zoïsite, d'épidote et de séricite; en même temps, il s'entoure d'un cadre clair d'albite.

On remarque toutes ces particularités même dans les granites les moins écrasés, ce qui fait comprendre que les transformations subies par les minéraux du granite ont eu lieu avant le laminage de celui-ci, du moins avant la phase d'écrasement maximum. Cela est prouvée par le fait que, aussi bien



les grains de plagioclases inclus dans le feldspath potassique, que ceux qui sont libres dans la roche, sont remplis de minéraux secondaires.

A quoi ces transformations sont-elles dues? Les possibilités d'interprétation sont multiples et souvent dépendent de la façon de voir de chaque chercheur.

Des roches aux caractères semblables ont été décrites assez souvent en diverses régions des Alpes et les opinions des chercheurs sont déjà partagées même lorsqu'il s'agit de la même roche. R. STAUB (72) considère les agrégats de séricite et de saussurite comme des produits de transformation (d'altération) près de la surface terrestre et remarque que cette transformation s'est accomplie avant la mylonitisation des granites. E. WEINSCHENK (86) et dernièrement E. CHRISTA (8) expliquent la formation de ces minéraux (à l'intérieur des feldspaths) par « la loi des volumes ». La masse en cours de consolidation se trouve sous de fortes pressions, ce qui conduit à la formation des minéraux à volume minimum.

Pour reconnaître les causes auxquelles les roches doivent leur aspect actuel, nous devons suivre les transformations subies par tous leurs minéraux. La formation de la micropertchite (considérée comme une démixture à l'état solide), le remplacement du feldspath potassique par l'albite en échiquier, la démixture de la biotite titanifère, la chloritisation et l'épidotisation de celle-ci, à quoi nous ajoutons aussi les transformations que subissent les plagioclases, sont autant de phénomènes qui montrent que la roche se trouvait continuellement à la recherche d'un équilibre pour s'adapter aux nouvelles conditions de pression, de température, d'humidité etc. Les diverses transformations peuvent représenter des phénomènes d'autométamorphisme appartenant à plusieurs stades (liquide-magmatique, pneumatolytique, hydrothermal). « Bereits im Verlaufe der eigentlichen Magmatischen Kristallisationsphase treten... infolge Veränderungen der chemischen Zusammensetzung der Lösung, der Temperatur oder des Druckes Gleichgewichtsverschiebungen auf, welche die Resorption, Umwandlung, Entmischung oder Umsetzung früher gebildeter Mineralien zur Folge haben » (16, p. 183).

En conclusion, nous pouvons seulement affirmer que l'aspect actuel des roches est le résultat d'une suite de transformations chimiques et minéralogiques qu'elles ont subies à partir du moment de la séparation des premiers minéraux du magma et jusqu'à nos jours, sous la modification continue des différentes conditions auxquelles elles ont été soumises.

Il faut encore tenir compte des effets d'une forte action mécanique qui masque et rend plus difficile encore la distinction des phénomènes énumérés. Ces roches qui ont subi un si grand nombre de transformations autant chimiques que mécaniques sont non seulement fréquentes, mais ne manquent presque jamais dans les montagnes plissées.

La protogine du Mont Blanc décrite par L. MRAZEC (33), le granite d'Ai-



guilles Rouges étudié par REINHARD et PREISWERK, les granites de la Bernina (STAUB) et ceux du Tauern étudiés par WEINSCHENK et CHRISTA sont autant d'exemples de transformations de roches éruptives dans les régions orogéniques.

En ce qui concerne l'âge de ce granite, on sait que les plus anciens dépôts sédimentaires qu'il n'a pas métamorphisés, appartiennent au Permien (39—80). Mais avec cela l'époque géologique à laquelle s'est faite la mise en place n'est pas encore précisée. A quelle période du Paléozoïque appartient-il? C'est une question qui, longtemps encore, restera sans solution.

Une autre question assez difficile est celle de la période orogénique qui a déterminé l'écrasement du granite.

Nous n'avons aucun argument probant qui puisse faire attribuer l'écrasement du granite à une période ancienne (paléozoïque) ou, pour mieux dire, exclusivement à une période antémésozoïque. La présence de sédiments mésozoïques pris dans les plis de l'autochtone (synclinal mésozoïque de Ra-failă-Valea Jiului) montre que les mouvements méso-crétacés ont entraîné aussi les roches du cristallin autochtone. La position des masses granitiques est assez uniforme.

Les plis qui se dessinent ont une direction général ENE-WSW et plongent au NNW. Ce système de plis indique une pression générale exercée du NNW au SSE qui paraît être propre aux plissements mésozoïques de cette région. Le fait que vers le N les roches granitiques deviennent plus schisteuses et plus cataclasées renforce cette opinion.

LE GRANITE DU TYPE RECI

Dans la région des sources du R. Polatiștea, sur le versant N du Vf. Reci, apparaît un granite tout à fait différent de celui du type Parâng. La roche a un grain fin; sa couleur est grise blanchâtre, habituellement elle est compacte. Dans sa composition entre du feldspath potassique 10—35%, plagioclase 10—70%, quartz 20—60%, muscovite, séricite 5—15%, chlorite, minéral et calcite.

La texture des roches n'est pas orientée; la structure est porphyrique. Cela devient plus évident sous le microscope. Dans une masse fondamentale holocristalline, composée de quartz, d'orthose, de plagioclase et de séricite, flottent des phénocristaux d'orthose ou de plagioclase albitique. Dans les roches riches en feldspath potassique, la masse fondamentale est plus riche; elle constitue jusqu'à 50% de la roche, et les phénocristaux sont constitués d'orthose. Dans les roches pauvres en feldspath potassique la masse fondamentale ne dépasse pas 20% et les phénocristaux sont du plagioclase albitique.



Le feldspath potassique est représenté seulement par l'orthose et très rarement par la micropertithe. Le microcline manque totalement ; les cristaux d'orthose sont isométriques et légèrement arrondis. Les phénocristaux atteignent 1,5—2 mm. Les cristaux de la masse fondamentale ne dépassent pas 0,8 mm. La macle de Karlsbad apparaît assez souvent dans les phénocristaux. Le plagioclase est développé en tablettes pouvant atteindre $1,2 \times 1$ mm, mais celles de la masse fondamentale ne dépassent pas 0,4 mm. Le plagioclase est très acide, la proportion d'An. oscille entre celle d'une albite pure et celle d'un plagioclase à 5 % An. Ces plagioclases sont encore caractérisés par leur grande richesse en macles. Les déterminations d'après la méthode FEDOROFF (61) montrent dans le même grain des macles selon (010) et (101) acline. La macle de la péricline, elle aussi, est assez fréquente. Cette richesse en macles rappelle les plagioclases des roches filoniennes et des roches effusives. Un autre caractère est leur richesse relativement grande en inclusions de séricite. Les feuillets de séricite peuvent atteindre 0,30 mm et ont un contour cristallographique. La séricite est souvent disposée en couronnes autour des cristaux de feldspath potassique. Le quartz apparaît en grains groupés en nids arrondis, avec une structure en pavage. Ces nids paraissent provenir de l'écrasement d'un grain plus gros. Le quartz est plus fréquent dans les roches riches en feldspath potassique. La muscovite est développée en feuilles isométriques. La zoïsite et l'épidote, si fréquentes dans les granites du Parâng, manquent presque totalement dans les granites de Reci. La chlorite est rare. La calcite apparaît seulement dans les roches situées sous le calcaire de Țapa. Elle est infiltrée, comme c'est toujours le cas dans les roches situées à la base des calcaires.

QUARTZ HYDROTHERMAUX EN LIAISON AVEC LE GRANITE DU TYPE RECI

De même que le granite du type Parâng, celui de Reci est accompagné de nombreux filons de quartz hydrothermal. Ici, il traverse le granite et forme une série d'affleurements assez développés sur le versant N du Reci. Quelques affleurements plus petits apparaissent dans le R. Polatiștea à la limite entre le granite et les diorites. Les roches sont d'un blanc luisant et ont un aspect bréchoïde. A l'œil nu on remarque une poussière fine de graphite disséminée dans toute la roche. A part cela, apparaissent aussi de fines écailles de séricite. Comme celles qui accompagnent le granite du type Parâng, elles sont écrasées et transformées en brèches.

CONCLUSIONS SUR LE GRANITE DU TYPE RECI

Celui-ci apparaît à l'égard des roches environnantes pareil au granite du type Parâng. Comme ce dernier, il supporte les roches amphiboliques au N et au S ; dans la Țapa il supporte, en partie, le calcaire mésozoïque et



au SE les roches gneissiques de la région des sources du P. Sadului. Ces deux types de granite, n'ayant aucun contact direct, il est assez difficile d'établir leurs rapports. Le granite du type Reci diffère de celui du type Parâng par plusieurs caractères.

- a) Texture massive, structure porphyroïde, quelquefois cataclastique,
- b) Le feldspath potassique est surtout de l'orthose, rarement de la microperthite ; le microcline, si fréquent dans les granites du Parâng, manque ici.
- c) Le plagioclase est très acide, albitique et les macles qu'il présente le rapprochent du plagioclase des roches hypabyssales. Comme inclusions dans le plagioclase on ne trouve que la séricite-muscovite ;
- d) Parmi les minéraux micacés, on ne trouve que la muscovite. La biotite manque, ainsi que les autres éléments mélanocrates. La présence en plus grandes quantités des micas blancs paraît le rapprocher un peu du granite de la zone de Macaria. Quoiqu'il n'existe point de liaison directe entre ces deux types de granites, nous pouvons regarder le granite de Reci comme un faciès local plus alcalin et en même temps d'une profondeur moindre que le granite du type Parâng. La présence en plus grande quantité des micas blancs démontre la richesse du magma en composés pneumatolytiques. En ce qui concerne l'âge de ce granite, on peut seulement affirmer que lui aussi est plus récent que les roches amphiboliques qu'il traverse, mais plus ancien que les calcaires mésozoïques de Țapa. Le métamorphisme de contact qu'il provoque dans les roches amphiboliques est très peu marqué. Dans certains endroits seulement on rencontre des amphibolites à structure hornfelsitique. Les schistes de la zone Groapa-Macaria sont métamorphisés et injectés par le granite de la zone de Macaria ; on ne peut plus discerner jusqu'à quel point ils ont été aussi influencés par le granite du type Reci. Les calcaires à graphite et les schistes chlorito-graphiteux, qui apparaissent aussi comme des enclaves, dans le granite, ne montrent pas un métamorphisme évident.

III. LE COMPLEXE INFRAGÉTIQUE (SÉRIE DU JIET)

Cette série est constituée par des sédiments plus ou moins métamorphisés et elle apparaît entre les deux groupes cristallins anciens. Les roches qui la composent, reposent, en discordance sur le socle cristallin et autant par leur aspect que par leur caractère pétrographique et métamorphique elles se distinguent totalement des roches cristallines anciennes. En tenant compte de ces faits, nous avons considéré les roches de cette série comme étant plus jeunes que les roches de l'autochtone. Elles représentent, dans cette région, la série cristallophyllienne mésozoïque de L. MRAZEC et le complexe sédimentaire sous-gétique de A. STRECKEISEN.

Les dépôts qui constituent cette série sont :



A) Conglomérats et arkoses, calcaires microcristallins en plaques, et schistes verts ;

B) La Formation de Schela ;

C) Calcaires compacts cendrés ;

D) Affleurements de serpentines mésozoïques (ophiolites mésozoïques) ;

E) Brèche toctonique.

La répartition de ces formations est tout à fait capricieuse ; elle est due moins à leur disposition primaire qu'aux actions dynamiques. Sous l'influence de la poussée exercée par la Nappe du Lotru, les roches mésozoïques furent comprimées, malaxées et disloquées jusqu'à la complète disparition, quelquefois sur de grandes distances, des différents termes qui les constituent. Au cours du charriage carpatique, non seulement les dépôts mésozoïques ont été malaxés, disloqués et replissés, mais même les roches du socle cristallin autochtone ont été détachées et enfoncées dans les roches sédimentaires sous forme de lames. Ainsi s'explique la lame de granite schistose de Zănoaga Verde. C'est aux mêmes causes sans doute qu'on doit l'arrachement, à la partie inférieure de la série, de lames calcaires et leur pénétration dans les roches amphiboliques du cristallin.

A) CONGLOMÉRATS ET ARKOSES, CALCAIRES MICROCRISTALLINS EN PLAQUES, SCHISTES VERTS

CONGLOMÉRATS ET ARKOSES

Le terme inférieur du complexe est constitué par les conglomérats et les arkoses. Ils ont une dispersion très restreinte ; on les trouve en deux endroits seulement, au N et au NW de Găuri. Dans ces deux affleurements ils occupent la même position par rapport au calcaire car on les trouve toujours à leur base reposant sur les roches amphiboliques de l'autochtone. Leur puissance est de quelques mètres seulement.

Leurs éléments constitutifs donnent aux roches des aspects différents. Vers la partie inférieure elles ont un aspect conglomératique et sont constituées surtout par des éléments peu arrondis de quartz qui peuvent atteindre 2 cm de diamètre, puis par du feldspath et par des fragments de schistes cristallins du type Parâng (schistes épidotiques, chlorito-sériciteux). Ces derniers sont lamellaires, minces et, à cause de leur orientation commune, ils impriment à la roche, là où ils prédominent, une texture rubanée. Le ciment des conglomérats est grossier et présente un caractère d'arkose. D'ailleurs, par la réduction des grands éléments, le conglomérat passe graduellement, à la partie supérieure, à une arkose typique. De place en place, on rencontre encore, dans les arkoses, des éléments conglomératiques qui dépassent quelquefois en dimension ceux des conglomérats habituels de la



région. Dans les arkoses inférieures aux calcaires du N de Polițe, on remarque un bloc de quartz parfaitement arrondi de la grosseur du poing. Les arkoses sont blanches, rudes au toucher, ont une texture non orientée et un grain fin. Sous le microscope on y voit du quartz, du feldspath potassique (surtout du microcline), du plagioclase tout ou en partie séricitisé et zoïtisé, quelquefois du feldspath perthitique, des feuillets de biotite, de chlorite, de séricite, des petits grains d'épidote, de carbonate, de minerai noir, d'apatite et des taches irrégulières de substance amorphe. Les grains sont anguleux, rarement arrondis. Les plus grandes dimensions sont atteintes par le quartz et le feldspath qui ne dépassent habituellement pas 1 mm. Vers la partie supérieure, les arkoses se chargent de plus en plus de carbonate, devenant ainsi de vraies arkoses calcaires, puis passent graduellement aux calcaires impurs et à la fin aux calcaires blanchâtres en plaques, qui constituent l'horizon le plus remarquable de la partie inférieure de la série du Jieț.

Le caractère détritique de ces roches se remarque aussi bien à l'œil nu que sous le microscope. Les éléments qui constituent les conglomérats et les arkoses proviennent des roches de l'autochtone. Les fragments de schistes cristallins des conglomérats sont communs dans le complexe des roches amphiboliques du Cristallin du Parâng. Le microcline, les plagioclases séricitisés et zoïtisés, les feldspaths perthitiques rappellent exactement les constituants du granite.

CALCAIRES MICROCRISTALLINS EN PLAQUES

Là où manquent les conglomérats de la base, le terme inférieur de la série est constitué par les calcaires microcristallins en plaques. Ces calcaires sont très développés à Gârbova, Coasta lui Rusu, Găuri et dans Ogrinul Stoiniții-Polatiște. Le petit affleurement calcaire du versant NE de Slăveiu, couvert en partie par les dépôts fluvio-glaciaires du coude du Jieț, appartient à celui de Gârbova, dont il a été séparé par l'érosion du Jieț. Ceux de Coasta lui Popovici (NW de Găuri), et aussi ceux à l'E de la bergerie de Găuri, appartiennent aux calcaires de Coasta lui Rusu ; — ceux du milieu de Zănoaga Verde ainsi que la lame de granite qui les accompagne ont été arrachés tectoniquement de sous les schistes verts. Les calcaires de Gropu—Țapa font suite, vers le S, aux calcaires d'Ogrinul Stoiniții et Polatiște, avec lesquels ils ont formé une surface continue que seule l'érosion profonde de la Polatiște a pu diviser. La plus grande épaisseur de ces calcaires est atteinte à Gârbova et à Polatiște où elle est d'approx. 80—100 m.

La discordance entre les calcaires et les roches cristallines de l'autochtone, déjà mise en évidence par MURGOCI (43), apparaît clairement surtout là où la limite entre les formations garde la direction N-S. Ainsi le calcaire de Coasta lui Rusu-Gârbova repose au N sur les roches amphiboliques, au S



sur le granite. De même le calcaire de Țapa-Gropul, vers la Polatiștea est supporté par les roches amphiboliques, tandis que vers Reci il repose sur le granite.

A leur base les calcaires sont hétérogènes et impurs. En dehors du carbonate, ils contiennent en proportions variables de petits grains de quartz et de feldspath, des feuillets de séricite-muscovite, quelquefois de petites écailles de chlorite puis des substances amorphes. Lorsqu'ils reposent sur des arkoses (NW de Găuri), ainsi que nous l'avons montré plus haut, il y a un passage graduel des arkoses calcaires aux calcaires typiques. Dans ces calcaires, on remarque souvent de petits fragments de schistes chlorito-sériciteux qui apparaissent sur les faces de schistosité (petites taches vert argenté) comme dans les parties altérées de la roche où ils forment des bosses irrégulières, mises en relief par la dissolution du carbonate. D'ailleurs les calcaires ont un aspect commun. En général ils sont blancs, rarement violets, micro-

TABLEAU VIII

Composition chimique des calcaires microcristallins

	I	II	
Résidu	0,23	1,83	I. Calcaire microcristallin de Țapa II. Calcaire microcristallin de Gârbova
Calcite	94,29	95,15	
Dolomie	4,53	2,95	
	99,05	99,93	Analysé par: M-me V. MANOLESCU (Bucarest)

cristallins, schisteux. Sous le marteau ils se séparent en plaques aux faces parfaitement parallèles. Sur les faces de schistosité on aperçoit de fines écailles de séricite, des taches jaune-rougeâtre dues aux substances limonitiques déposées par les eaux de circulation, — quelquefois de petits nids de pyrite oxydée. On trouve les calcaires violets à l'E de l'embouchure du R. Stoinicioara Mică où ils apparaissent à la partie supérieure des calcaires microcristallins. Frappés au marteau, ils dégagent une forte odeur de H_2S . Les calcaires blancs sont moins bitumineux que les violets. Parfois ils forment des brèches à la base et sont traversés par des veines de calcite comme on le peut voir dans ceux du R. Cutreasa. Sous le microscope ils présentent une structure microgranoblastique, un grain fin (0,5 cm) et légèrement allongé dans le sens du plan de schistosité. En dehors du carbonate on trouve encore, mais d'une façon tout à fait subordonnée, de petits grains de quartz, de plagioclase acide, de séricite et de minéral.

Sur les parois verticales de Gârbova, Coasta lui Rusu, comme dans celles de Polatiștea, le calcaire est homogène, dépourvu d'intercalations de matériel étranger. Sur le versant E, de Coasta lui Rusu vers Găuri (entre Poliți et Perete), apparaissent deux bandes de schistes verts, intercalées dans les cal-



caires. Comme dans les autres régions, les calcaires sont homogènes, nous avons considéré ces intercalations comme des écailles tectoniques produites par le plissement des calcaires et des schistes verts supérieurs.

La composition chimique de ces calcaires ressort des analyses du tableau VIII.

SCHISTES VERTS

Sous cette dénomination on peut englober toutes les roches schisteuses à grain fin, de couleur vert clair, parfois grisâtre d'autres fois plus foncée, qui accompagnent toujours les calcaires microcristallins sur lesquels elles reposent en concordance. Par leur position et leur caractère pétrographique, elles se distinguent des roches vertes (roches amphiboliques) qui appartiennent au Cristallin du Parâng.

Dans la région dont nous nous occupons, ces schistes ont une position bien définie; ils reposent toujours sur les calcaires microcristallins. S'ils affleurent sous les calcaires (Zănoaga Verde) on doit attribuer ce fait aux mouvements tectoniques ainsi que l'a montré G. MURGOCI (44, p. 57). Mais nous devons mentionner que, parmi les roches amphiboliques qui appartiennent à l'ancien cristallin, on en trouve quelques-unes à caractère détritico tufogène qui, à cause de leur couleur et de la petitesse du grain, s'approchent de certains termes des schistes verts superposés aux calcaires. Il est bien entendu que lorsque les schistes verts reposent directement sur les roches détritiques de l'autochtone, leurs limites sont assez difficile à établir.

C'est pour ces motifs que nous considérons ces schistes verts comme un horizon supérieur aux calcaires cristallins et, avec ceux-ci, nous les tenons pour moins anciens que les roches cristallines du Parâng. D'après leur composition minéralogique les schistes verts peuvent être classés en: schistes chlorito-sériciteux, schistes épidotiques-chloriteux, schistes calcaires-micacés.

Schistes chlorito-sériciteux. Ces schistes constituent la plus grande partie du complexe. Ils sont puissamment développés à Coasta lui Rusu et à Gârbova, à Zănoaga Verde, Boianu. Ils apparaissent moins développés sur les calcaires de Polatiștea. Ces roches ont une texture rubanée, quelquefois légèrement plissotée. La cassure transversale montre de fines couches régulièrement superposées. La surface d'altération est tachée quelquefois de rouge jaunâtre ou de brun par des substances limonitiques déposées par les eaux courantes. Quand ces roches se chargent de substances graphiteuses elles deviennent noirâtres. A l'œil nu, on ne distingue que quelques grains de quartz, de fines paillettes de séricite, des taches irrégulières de chlorite. Sous le microscope apparaît clairement la texture schisteuse de la roche, déterminée par la disposition en couches parallèles du quartz, des minéraux micacés et de la chlorite. La structure est microgranoblastique



et dans les parties plus micacées, lépidoblastique. Le grain de la roche ne dépasse habituellement pas 0,5 mm. Dans leur constitution, on trouve du quartz 30—65%, du feldspath 0—10%, de la séricite 5—10%, de la chlorite 5—20%. Comme minéraux subordonnés apparaissent la calcite, l'épidote, l'apatite, le zircon, le grenat, des fragments de tourmaline, de titanite, quelquefois une poussière noire graphiteuse.

Le quartz apparaît en petits grains isométriques; il s'éteint uniformément. Le feldspath est un plagioclase albitique clair. La chlorite est un constituant important. Ses petites écailles forment de petites bandes parallèles ou des filets tendus qui renferment dans leur mailles les autres minéraux de la roche. D'autres fois, par sa disposition dans la roche, elle forme une texture feutrée et enchevêtrée. Elle a un pléochroïsme variant du verdâtre foncé à l'absence complète de couleur. La séricite apparaît en petites écailles. La tourmaline est rare et se montre seulement dans la forme de prismes fragmentés. Elle provient de matériel détritique. Les autres minéraux ne présentent rien de particulier.

Schistes épidotiques-chloriteux (prasinites). L'augmentation du pourcentage en épidote des schistes séricito-chloriteux produit de vraies épidotites (Epidotfels).

Macroscopiquement, elles diffèrent des schistes chlorito-sériciteux par leur couleur plus foncée et par leur plus grande compacité. Parfois on ne remarque pas du tout la schistosité caractéristique des autres schistes verts. Très rarement les roches prennent un caractère rubané dû à l'alternance des couches fines vert foncé (épidote) avec d'autres blanchâtres (quartz et feldspath).

Sur le terrain, elles apparaissent comme des interstratifications parmi les schistes chlorito-sériciteux. Sous le microscope, elles sont pourtant différentes. Quelquefois elles présentent une texture finement schisteuse, déterminée par l'arrangement en couches fines parallèles des éléments de la roche. Dans les plages formées seulement d'épidote et d'hornblende aciculaire, la roche est plus compacte et la texture non orientée.

Généralement la structure est microgranoblastique, le grain petit et équi-granulaire (0,06 mm). Ce n'est que tout à fait rarement que l'on remarque quelques grains d'épidote qui peuvent atteindre 0,8 mm. La roche se compose d'épidote en petits grains qui constitue jusqu'à 80% de la roche, de chlorite en petites écailles allongées à biréfringence réduite, de séricite, puis de hornblende finement aciculaire, de calcite, de zircon, de minerai, d'albite. La hornblende ne se rencontre dans ces roches que sous la forme finement aciculaire, incolore, à biréfringence très réduite; elle y est fréquente. La composition minéralogique autant que la structure et la texture sont caractéristiques des roches tufogènes basiques.

La composition chimique des schistes épidotiques chloriteux ressort des analyses mentionnées dans le tableau IX.



TABLEAU IX
Composition chimique des schistes épidotiques chloriteux

	I	II	Composition minéralogique:
SiO ₂	49,31	46,91	I. — Épidote, albite, chlorite, séricite, hornblende aciculaire, calcite, minéral, zoïsite (Coasta lui Rusu). II. — Épidote, albite, chlorite, séricite, calcite, minéral, quartz, zircon, zoïsite (Zănoaga Verde). Analysé par M-me E. ZAMFIRESCU (Bucarest)
TiO ₂	0,28	1,52	
Al ₂ O ₃	14,27	15,01	
Fe ₂ O ₃	6,48	4,26	
FeO	5,75	7,10	
MnO	0,04	0,03	
MgO	6,51	8,63	
CaO	11,18	9,64	
Na ₂ O	2,37	1,45	
K ₂ O	0,43	0,86	
H ₂ O +	2,69	3,57	
H ₂ O —	0,08	0,20	
S	0,19	0,27	
CuO	0,04	0,03	
P ₂ O ₅	0,10	0,10	
	99,62	99,58	

Valeurs Niggli									
	si	al	fm	c	alk	k	ng	c/fm	qz
I	117	20	46	28	6	0,11	0,50	0,60	—7
II	109	20,5	51	24	4,5	0,28	0,59	0,47	—9

D'après leur chimisme, on peut encadrer ces roches parmi les termes les plus pauvres en *si* des magmas gabbrodioritiques (soit les termes de passage des magmas gabbrodioritiques aux magmas normal-gabbroïdes).

Pour pouvoir faire une comparaison, nous donnons les analyses suivantes de roches semblables, d'âge mésozoïque de la région des nappes penniques des Alpes (tableau X).

TABLEAU X

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
I	111	21	43,5	26,5	9	0,08	0,55	0,61
II	118	22	44,5	28	5,5	0,25	0,53	0,63
I. Grünschiefer, Valis (Graubünden) (54, p. 212, 213). II. Prasinit, S. V. Platten (Valis) (54, p. 207).								



Schistes calcaires-micacés. Ils apparaissent à la partie supérieure des schistes chlorito-sériciteux et ont une puissance d'approx. 8—10 m.

Ils sont bien développés dans les parois S de Zănoaga Verde, sur la crête E de Gârbova et dans le R. Boianu. Ce sont des roches schisteuses de couleur grisâtre, plus rarement blanchâtres. En dehors de la calcite, qui constitue jusqu'au 75% de la roche, il entre encore dans leur composition du quartz à extinction uniforme, disposé en couches parallèles ou bien dispersé uniformément dans la roche, puis du plagioclase albitique clair, de la séricite-muscovite et de la chlorite. Les petits grains déformés de tourmaline ne manquent pas ici non plus. Un pigment noir graphiteux complète la roche.

Les schistes verts représentent un complexe finement détritique de nature calcaro-marno-siliceux. La disposition, en couches parallèles, des grains fins qui les constituent représente fort probablement la stratification primaire des roches. Les unes (schistes épidotiques chloriteux) présentent tous les caractères des roches tufogènes. Celles-ci proviennent des cendres volcaniques basiques et se sont déposées en même temps que le matériel calcaire-marneux. La finesse du grain ne permet pas d'estimer l'intensité du métamorphisme dynamique qu'elles ont subi.

B) LA FORMATION DE SCHELA

Les roches de cette formation étant absolument identiques à celles décrites par L. MRAZEC à la limite S des Carpates méridionales (39) et dénommées « Formation de Schela » nous les décrirons ici aussi sous ce nom. Dans notre région, cette formation est composée de phyllites noires graphyteuses, parfois avec des nids d'antracite, de quartzites, de schistes à chloritoïde, de schistes satinés, de grès quartzitiques avec ou sans calcite.

La Formation de Schela présente son plus grand développement dans l'Ogrinul Stoiniții et dans la région des cours moyens des P. Izvorul et Stoinicioara. Là, elle est coupée en deux par un golfe étroit de Tertiaire, prolongement au SE de l'Aquitainien de la Valea Jiului. Elle est beaucoup moins développée dans la Valea Jiețului. De l'embouchure du P. Voislavu jusqu'à Cheile Jiețului, elle se maintient sur la rive gauche mais, à partir du commencement des gorges elle passe en entier sur le versant N. Dans la région du coude du Jieț, elle est couverte sur sa plus grande partie par les dépôts fluvioglaciaux. Elle apparaît plus loin, à l'E de la région étudiée, sur une petite étendue sur la rive gauche du Lotru. Dans l'Ogrinul Stoiniții, elle s'appuie en partie sur les roches amphiboliques de Parâng en partie sur les schistes verts décrits plus haut. Dans la Valea Jiețului, elle est supportée en partie par les roches amphiboliques de l'autochtone (à l'E du confluent du Jieț



avec la Mija), en partie sur les gneiss plagioclasiques épizonaux du versant N de Slima.

Les phyllites ont leur plus grand développement dans la région des cours moyens des R. Izvorul et Stoinița. Les couches sont intensément plissées et souvent renversées. Ces phyllites sont noires, fort graphiteuses et tendres. Leur texture est finement schisteuse, quelquefois plissée. Elles contiennent des nombreuses intercalations lenticulaires de quartzites noirs à gros grain, quelquefois graphiteux. Par-ci par-là, elles sont traversées par des veines remplies de quartz blanc. A la partie supérieure elles alternent avec des grès quartzitiques faiblement métamorphisés (W de R. Izvor, — cours N-S). Dans le Râul Jieț, les phyllites ont un développement beaucoup plus restreint, comme d'ailleurs toute la Formation de Schela.

SCHISTES SATINÉS

Sous le marteau, ils se séparent facilement en plaques à faces parallèles. Sur les surfaces de schistosité apparaissent, ici et là, des nids de pyrite souvent oxydée et noircie. Sous le microscope on remarque de petites couches de quartz alternant d'une façon régulière avec des lits de séricite. Une poussière brune, graphiteuse est répandue dans toute la roche.

QUARTZITES SÉRICITEUX (QUELQUEFOIS À CHLORITOÏDES)

Ils ne constituent pas de grands affleurements, mais des lentilles et des nids dans les phyllites.

Les alluvions des ruisseaux sont constituées essentiellement de quartzites sériciteux souvent graphiteux traversés par de nombreuses veines de quartz blanc et impregnés parfois de pyrite. D'autres fois ils contiennent des grains luisants et anguleux d'antracite. Dans quelques blocs à grain très fin, on observe, par-ci, par-là, des traces de plantes, mais indéterminables, car mal conservées. Les quartzites ont d'habitude une texture faiblement schisteuse ; mais quelquefois ils sont extrêmement comprimés comme on peut les voir dans les Curmături, au-dessus des gorges du Jieț. Les quartzites d'ici reposent en parfaite concordance sur les gneiss épizonaux et, comme ils sont extrêmement schisteux, ce n'est qu'au microscope qu'on peut les distinguer de ces gneiss.

Les roches ont une couleur gris cendré à reflets argentés dûs aux petites écailles de séricite. À l'œil nu on voit des grains de quartz anguleux pris dans une masse fine de séricite et de quartz finement granulé. Sous le microscope apparaissent les traces d'une puissante action mécanique. Le quartz a une extinction très roulante et affecte, presque partout, la structure en mortier. Parfois les quartzites s'enrichissent en chloritoïdes, mais nous n'en avons rencontré que des blocs.



GRÈS QUARTZITIQUES

Ces grès sont des roches peu métamorphisées; elles apparaissent habituellement à la partie supérieure de la Formation de Schela. Elles ont un grain moyen et sont traversées par de nombreuses veines de quartz. Parfois elles contiennent des traces de plantes. Sous le microscope, ces roches se montrent formées de petits grains de quartz, quelquefois arrondis, pris dans une pâte fine formée de séricite et de petits fragments anguleux de quartz. Quelquefois apparaît un grain de feldspath plagioclase et un fragment prismatique de tourmaline. Les grès du versant N de Slima se chargent de carbonate. Comme les grès quartzitiques, les quartzites sont traversés par de nombreuses veines de quartz blanc. Dans la Valea Seacă (E du coude du Jieț), apparaît un affleurement de quartzite à séricite de quelques m³ dans lequel les veines de quartz sont si nombreuses que toute la roche paraît, à distance, n'être constituée que de quartz blanc. Ce quartz n'est pas d'origine magmatique, mais il a été produit par différenciation métamorphique, selon le processus indiqué par P. ESKOLA (12), du matériel de la roche même. La Formation de Schela est fort riche en quartz, grâce aux conditions de métamorphisme auxquelles elle a été soumise, une quantité de quartz est entrée en solution. Sous l'action des forces dynamiques celui-ci a pu être mis en mouvement, et a pénétré dans les roches environnantes où il a cristallisé sous forme de veines. Le métamorphisme des roches qui constituent la Formation de Schela est de nature dynamique comme cela a été démontré en différentes occasions par L. MRAZEC, G. MURGOCI et A. STRECKEISEN. Les traces d'une puissante action mécanique peuvent être observées aussi bien en grand (couches plissées, disloquées, renversées) qu'en petit (laminage, écrasement et émiettement du quartz). L'intensité du métamorphisme varie moins avec la composition des roches qu'avec l'action mécanique même qui se manifeste différemment en diverses régions. Les roches les plus métamorphisées sont les schistes à chloritoïdes. L. MRAZEC a démontré que les schistes à chloritoïdes du synclinal mésozoïque de Rafaila (fortement serrés dans le cristallin du groupe II) représentent un faciès très métamorphisé des schistes noirs et des grès ferrugineux. Les restes de plantes fossiles ainsi que les quantités de matières graphiteuses et charbonneuses montrent aussi une richesse relativement grande en substances organiques. D'après P. NIGGLI (51) la quantité d'eau, en plus de la pression, joue un rôle important dans le métamorphisme qui aboutit à la formation des chloritoïdes.

C) CALCAIRES COMPACTS CENDRÉS

Ils constituent le terme le plus élevé de la série mésozoïque, où ils apparaissent sous forme de lentilles immédiatement sous le plan de charriage. Dans notre région, nous les rencontrons sur le versant NW de Slima, puis



vers l'W, où ils forment une série d'affleurements dans la région des Curmături occupant toujours la même position sous la nappe.

Les calcaires sont compacts, cendrés et moins bitumineux que ceux de la base de la série. Sous le marteau, ils se cassent en fragments irréguliers. Ils sont traversés souvent par de nombreuses veines remplies de calcite et sont dépourvus de fossiles. Voici leur composition (tableau XI).

TABLEAU XI
Composition chimique des calcaires compacts cendrés

	I	II	
Résidu	0,49	0,50	I. Analysé par: M-me V. MANOLESCU (Bucarest)
Calcite	90,66	97,19	
Dolomie	8,36	2,32	
Fe ₂ O ₃	0,50	—	II. Analysé par: P. BEARTH (Bâle).
	100,07	99,92	

Ces données permettent de voir que les calcaires d'ici ne diffèrent pas, au point de vue chimique, des calcaires microcristallins schisteux. Leur différence réside dans leurs caractères pétrographiques, de structure, de texture et de couleur.

D) OPHIOLITES MÉSOZOÏQUES

Le complexe des roches qui forment la série du Jieț est traversé de place en place par des intrusions basiques (serpentines, gabbros, ophicalcites). Celles-ci prennent place à deux niveaux différents. Un niveau inférieur est lié aux schistes verts, apparaissant surtout vers leur base. A ce niveau appartient la masse énorme de serpentines de Coasta lui Rusu-Găuri, puis les affleurements moins développés de Boianu au-dessus du R. Găuri. Toujours à ce niveau appartiennent aussi les petits affleurements du R. Stoinicioara. Un autre niveau est constitué par les lentilles qui s'égrènent le long de la ligne tectonique, immédiatement sous le plan de charriage (Valea Jiețului, au Sud de Ciobanu, Boianu). L'intrusion des serpentines de la rive droite du Jieț (à l'E du village de Jieț), qui apparaissent aujourd'hui dans le cristallin de la nappe, s'est sans doute, produite en même temps que celle des serpentines localisées dans les roches mésozoïques. Les serpentines des deux niveaux sont identiques. Habituellement elles présentent un aspect vitreux, ont une texture non orientée et une cassure conchoïdale, plus rarement esquilleuse. Leur structure est compacte, quelquefois alvéolaire, d'autrefois réticulaire. Sous le microscope, l'aspect général est celui d'une masse

colloïdale, dans laquelle on ne distingue généralement que des restes de minéraux primaires. Comme toutes les serpentines qui apparaissent dans la série du Jieș, tant au niveau inférieur qu'au niveau supérieur, se présentent avec les mêmes caractères, nous n'avons aucune raison de leur attribuer des âges différents. Le fait qu'elles apparaissent à des niveaux différents est dû aux conditions tectoniques de l'époque du charriage de la nappe du Lotru.

Parmi les calcaires supérieurs, on rencontre des blocs et souvent des amas de roche en place, riches en petits filons de serpentine dirigés en tous sens. Autant sous le microscope qu'à l'oeil nu, on voit qu'il s'agit d'un mélange réalisé par la pénétration de la serpentine (par les fissures) dans les calcaires, donnant ainsi naissance aux ophicalcites.

Parmi les ophicalcites nous devons mentionner certaines roches ressemblant à celles décrites plus haut. Dans celles-ci, pourtant, à la place du carbonate de chaux, apparaît le carbonate de Mg. Sous le microscope, la roche présente un aspect totalement différent. La serpentine ne forme plus des petits filons, mais apparaît sous forme de plages irrégulières, de différentes grandeurs, dispersées d'une façon quelconque dans la masse du carbonate de magnésium. L'aspect dans lequel se présente la serpentine dans ces roches est celui des minéraux relictiques, et le carbonate de Mg apparaît comme un produit d'altération de la serpentine. D'après M. SAVUL, cette altération de la serpentine a eu lieu sous l'influence des solutions et des gaz riches en CO_2 ¹⁾.

Les roches voisines de la serpentine ne présentent pas un contact évident. Il semble que le métamorphisme de contact exomorphe ait été fort réduit; d'ailleurs G. MURGOCI a démontré que la formation de l'épidote et du grenat au contact de la serpentine est rare. Les schistes à épidote et albite, considérés comme formations de contact sont pourtant très répandus et nous les rencontrons assez fréquemment dans les schistes verts de Zănoaga Verde, à une grande distance de la serpentine.

Puisque nous connaissons des roches semblables (serpentines) dans le groupe du Lotru comme dans celui du Parâng, il serait intéressant de savoir quelles ressemblances et quelles différences présentent ces roches et si nous pouvons leur attribuer, à toutes (autant à celles mésozoïques qu'à celles du cristallin ancien), le même mode de formation. Dans la description que nous avons faite des serpentines et des roches semblables du Cristallin du Lotru (p. 27), nous avons montré que les roches en question sont un produit métamorphique de certaines pyroxénites et périclites. Leurs minéraux relictiques et leur structure nous permettent de leur attribuer une origine métamorphique. Les serpentines des roches amphiboliques du Cristallin du Parâng (p. 50) ont une origine plus difficile à déceler, car les minéraux primaires

¹⁾ Renseignement oral.



sont beaucoup plus rares. Nous les avons, tout de même, considérées, elles aussi, comme des dérivés métamorphiques de certaines roches intrusives ultrabasiques. Leur serpentisation avancée peut être mise sur le compte du métamorphisme intense auquel elles ont été soumises en même temps que le Cristallin du Parâng tout entier.

Les serpentines mésozoïques, venues en même temps que le charriage de la Nappe gétique, présentent une série de caractères qui leur font attribuer une autre origine. Leur caractère structural et textural autant que le manque habituel de minéraux relictiques (qui aurait pu indiquer la transformation d'une roche consolidée en profondeur), montrent qu'elles ont été consolidées comme telles, comme une serpentine provenant d'un magma magnésien très aqueux. L'idée de ce mode de genèse des serpentines a été émise par L. MRAZEC. Suivant cette idée, MURGOCI explique de la même façon, la formation de certaines serpentines de cette région. Il se réfère aux serpentines dont la structure est semblable à celle d'une masse colloïdale soumise aux déformations et se présente comme « une pâte dans laquelle on ne peut rien distinguer au microscope » (49, p. 2).

Ce caractère est présenté justement par les serpentines mésozoïques. La serpentine consolidée comme telle peut subir des transformations partielles provoquées par l'action des minéralisateurs dont le magma était assez riche. La présence du carbonate de magnésium dans les ophicalcites peut fort bien être expliquée si l'on admet l'action des agents pneumato-hydatogènes. Dans la formation du carbonate de Mg, le rôle principal revient à l'oxyde carbonique.

En résumé, nous considérons les serpentines mésozoïques comme des roches consolidées comme telles, tandis que nous considérons les serpentines des cristallins anciens comme des dérivés métamorphiques de certaines roches ultrabasiques (péridotites et pyroxénites).

Parmi les serpentines de Coasta lui Rusu, on trouve quelquefois des blocs qui appartiennent à un gabbro saussuritisé.

Toutes ces roches basiques et ultrabasiques, ainsi que le complexe des phénomènes liés à leur venue (contacts divers, assimilation, etc.) forment l'objet d'une étude détaillée et documentée faite par G. MURGOCI (45) de sorte qu'une nouvelle description des roches et des phénomènes qui les ont accompagnées n'est plus nécessaire.

Ainsi que MURGOCI l'a démontré, le magma basique a été guidé dans son ascension par la discordance tectonique des deux groupes cristallins anciens, traversant, à différents niveaux, où nous les trouvons aujourd'hui, le complexe des roches mésozoïques. Ce que G. MURGOCI a établie en 1901, c'est-à-dire que le magma éruptif s'est servi dans son ascension de la discordance tectonique des deux groupes de cristallins anciens, concorde d'une façon harmonieuse avec la structure tectonique de la région, structure mise en évidence



par le même savant, quatre années plus tard. « Les trainées des roches basiques que l'on rencontre dans le Mésozoïque reposant sur le deuxième groupe et qui manquent dans le Mésozoïque reposant sur le premier groupe, trouvent encore leur explication dans l'hypothèse du charriage. STEINMANN et récemment SUESS (comptes rendus 17 nov. 1904) ont montré que ces roches sont caractéristiques pour le faciès de charriage dans les Alpes et l'Himalaya » (47, p. 51).

E) BRÈCHE TECTONIQUE

Pour clore le chapitre des roches qui constituent la série du Jieț, nous devons mentionner aussi une roche au caractère bréchoïde qui apparaît dans quelques affleurements sur la rive droite du R. Muncelul, à côté du sentier qui mène au Barăci. Ces affleurements se poursuivent sous le plan de charriage. La roche est altérée et a une couleur foncée attirant l'attention. Elle est constituée par des fragments de différentes grandeurs, quelquefois légèrement arrondis, d'habitude anguleux. Les éléments qui proviennent en partie des roches de la série du Jieț et en partie du Cristallin du Lotru, auquel s'ajoute aussi les fragments de serpentine, sont faiblement cimentés. La roche s'effrite souvent sous la main. La ciment est grossier et hétérogène; il est formé de petits fragments de la roche même qui constitue les grands éléments. La position de cette roche sous le plan de charriage, ainsi que la présence d'éléments qui appartiennent aux roches voisines de ce plan, montrent qu'elle s'est formée sur place au temps du charriage de la nappe du Lotru. Les fragments, dûs aux frottements des roches ont été cimentés par un liant formé de grains fins et grossiers de même origine que les grands éléments. Ce qui est curieux, c'est que la roche n'est pas trop schisteuse

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÂGE DES ROCHES DE LA SÉRIE DU JIEȚ

Nous avons vu que les termes qui forment cette série sont répartis d'une façon tout à fait irrégulière. Sur toute l'étendue de cette zone, nous ne trouverons aucun profil transversal dans lequel soient représentés en même temps tous les termes de la série. Sous la poussée de la Nappe du Lotru, les termes inférieurs, supérieurs ou moyens ont parfois disparu par laminage et charriage. Malgré cette intense action mécanique, l'ordre dans la succession des roches est resté le même. Les conglomérats, là où ils apparaissent, reposent sur le cristallin et supportent les calcaires microcristallins en plaques. Ceux-ci (là où les conglomérats manquent) reposent toujours sur le cristallin autochtone. Les schistes verts occupent partout la même position; ils reposent sur



les calcaires microcristallins et supportent la Formation de Schela. Les calcaires cendrés, compacts apparaissent seulement au-dessus de la Formation de Schela. Cet ordre dans la succession des couches, se maintient au moins dans la région étudiée et nous permet de considérer tout le complexe d'origine sédimentaire de la série du Jieț comme une série stratigraphique normale, en ce sens que chaque terme se trouve toujours dans les mêmes rapports avec les termes stratigraphiques voisins, quand ceux-ci existent.

Pour ces motifs, dans la discussion de l'âge des différentes roches, nous tiendrons compte de ces rapports. Pour fixer la place stratigraphique de chaque terme, nous considérons leur position par rapport aux dépôts d'âge connue. Le seul terme sédimentaire de cette série dont l'âge soit déterminé est la Formation de Schela, attribuée, d'après ses plantes fossiles, au Jurassique (30).

Les termes inférieurs à la Formation de Schela (conglomérats, arkose, calcaires microcristallins schisteux, schistes verts) appartiennent-ils eux-aussi au Mésozoïque, ou sont-ils plus anciens ?

Le fait qu'ils ne sont pas influencés par le contact du granite autochtone, dont l'intrusion a été achevée avant le Carbonifère supérieur (80) permet d'attribuer ces dépôts soit au Carbonifère supérieur, éventuellement au Permien, soit au Mésozoïque.

Mais leurs caractères pétrographiques ne justifient pas un parallélisme avec les dépôts paléozoïques supérieurs. En effet, les conglomérats et les arkoses blanches de la base de la série n'ont aucune ressemblance avec les conglomérats verrucaniques rougeâtres, typiques, du Paléozoïque supérieur. A plus forte raison, en est-il de même pour les calcaires en plaques et les schistes verts. C'est pourquoi leur âge mésozoïque paraît beaucoup plus probable.

Les conglomérats et les arkoses de la base des calcaires se rapprochent, autant par leurs relations avec le cristallin ancien que par leurs caractères pétrographiques, des conglomérats et des grès des environs de Tulgheș (Carpates Orientales) auxquels I. ATANASIU attribue un âge triasique inférieur (4). Nous admettons le même âge pour les conglomérats et les arkoses de la région que nous avons étudiée. On peut admettre qu'ici le Mésozoïque commence également par le Trias inférieur.

Les calcaires microcristallins en plaques, d'habitude blancs, font suite aux arkoses ; nous les avons attribués au Trias moyen. Dans les Carpates Méridionales et le Banat, le Trias est généralement peu connu ; il est représenté surtout par des calcaires cendrés (GUTTENSTEIN) et rouges (HALSTADT) dans la région de Perșani, puis par des calcaires cendrés schisteux (MUSCHELKALK) dans la région de Brașov. Dans le Banat (Sasca), le Trias est toujours représenté par le calcaire. Ces derniers temps E. JEKELIUS a remarqué la présence de quelques calcaires blancs (ressemblant aux calcaires tithoniques) qui apparaissent à la base du Lias, aux environs de



Braşov (22). Grâce aux nombreux fossiles on a pu les placer, d'une façon certaine, dans le Trias moyen.

Dans les calcaires de notre région, on ne trouve aucune trace de fossiles à cause du métamorphisme dynamique subi par les roches. Leur recristallisation, quelquefois assez avancée, a effacé leurs caractères pétrographiques initiaux et en même temps les roches ont perdu la couleur caractéristique des calcaires triasiques des Carpates Méridionales. Mais en tenant compte des rapports de ces roches avec les roches voisines, leur âge triasique (moyen) paraît fort probable. L. MRAZEC et G. MURGOCI ont plusieurs fois attribuer à ces roches calcaires l'âge mésozoïque (39, 42, 43). Au Congrès international de géologie à Vienne (1903) L. MRAZEC les a considérées comme triasiques (39).

Les schistes verts reposent sur les calcaires microcristallins qui, à leur tour, supportent la Formation de Schela. Par le fait qu'ils se trouvent à la base de la Formation de Schela, nous les considérons comme appartenant au Trias supérieur. Parmi ces sédiments apparaissent des intercalations de roches tufogènes basiques. La présence des roches effusives et des tufs volcaniques dans le Trias moyen et supérieur est un fait assez fréquent. Ces roches ont été mises en évidence dans le Trias de la région de Pârşani (81, 84), puis dans le Trias du N de la Dobrogea. Le Trias des environs de Tulgheş est, lui aussi, traversé de roches effusives basiques (4). Dans notre région, où les fossiles font défaut, la présence d'intercalations tufogènes constitue une raison de plus pour attribuer aux schistes verts l'âge triasique. D'ailleurs G. MURGOCI montre qu'il est possible qu'une partie de l'enveloppe du granite, surtout les prasinites, soit identique aux prasinites alpines et piémontaises décrites par HAUG et FRANCHI comme mésozoïques.

Les roches décrites sous le nom de Formation de Schela présentent des caractères exactement semblables à ceux des roches de la région sud des Carpates Méridionales (Schela). Ici, leur âge jurassique (Lias) a été déterminé par des plantes fossiles (30); nous n'avons aucun motif pour attribuer un autre âge aux dépôts de même caractère de notre région.

Le terme le plus élevé de la série du Jieţ est constitué par les calcaires massifs grisâtres. Ceux-ci apparaissent toujours (dans la région étudiée) à la base de la nappe, reposant sur la Formation de Schela. D'après leur composition chimique, ils sont identiques aux calcaires inférieurs, mais en diffèrent assez par leurs caractères pétrographiques.

Ils apparaissent au-dessus du Lias (Formation de Schela) et d'autre part présentent les mêmes caractères pétrographiques que les calcaires tithoniques. Nous avons ainsi attribué aux calcaires supérieurs l'âge tithonique.

La série du Jieţ pourrait donc être considérée comme une série stratigraphique mésozoïque, continue, représentant, dans notre région le Trias, le Jurassique inférieur et supérieur (l'tithonique).



TECTONIQUE ¹⁾

La structure tectonique des Carpates Méridionales est caractérisée par de grandes dislocations horizontales survenues au temps du plissement alpino-carpatique. G. MURGOCI est le premier qui ait expliqué cette structure, montrant l'existence d'une grande nappe de charriage formée par les roches du groupe I — la Nappe gétique — poussée sur le groupe II qui a joué le rôle d'autochtone.

Les rapports anormaux entre les deux groupes de cristallins anciens apparaissent nettement aussi dans la région dont nous nous occupons. En raison du caractère pétrographique différent des roches cristallines anciennes, la délimitation de celles-ci est rendue d'autant plus facile que sur la ligne de contact entre les deux unités cristallines se poursuivent les dépôts de la série mésozoïque. Le contact anormal entre les unités tectoniques est marqué dans une grande mesure aussi par la morphologie de la contrée. La ligne tectonique correspond, sur une distance approximative de 13 km, avec le Jieț et la Valea Seacă (à l'E du coude du Jieț). Au S de Ciobanu elle correspond avec la selle profonde d'ici, et plus à l'E avec la vallée au SE de Muntele Ciobanu. En raison de cette disposition, la ligne de contact anormal a été remarquée dès les premières recherches par L. MRÁZEC, B. V. INKEY, G. MURGOCI, et dénommée « ligne du Jieț », « faille du Jieț », etc.

Les raisons qui ont déterminé MURGOCI à recourir à l'interprétation classique pour la structure tectonique en nappe, des Carpates Méridionales sont dues en partie aussi aux observations faites dans cette région.

Aujourd'hui, cette structure en nappe avec un noyau cristallin est unanimement admise et toutes les recherches ultérieures conduisent aux mêmes conclusions.

Pour ce qui va suivre, nous décrirons, autant qu'il est possible pour une région restreinte, les anciens caractères structuraux et tectoniques des deux unités tectoniques, leurs modifications subies pendant le charriage alpino-carpatique, le rôle des sédiments mésozoïques pendant ce charriage, puis les mouvements orogéniques tertiaires.

¹⁾ Voir les coupes et l'esquisse tectonique.

LA TECTONIQUE INTERNE DE LA NAPPE GÉTIQUE

Le déchiffrement de la structure interne du cristallin de la nappe est rendu très difficile tant par la position uniforme des couches que par le caractère général métamorphique des roches, qui reste le même dans toute l'étendue du cristallin.

La position des schistes est presque constante. Leur direction est ENE-WSW et leur plongement vers le NNW qui oscille entre 30° et la verticale. Les schistes du N de la région étudiée ont un plongement général plus grand. Ils forment ici une zone de plis empilés parallèle à la Valea Jiului Transilvânean.

Les roches intrusives basiques, qui apparaissent comme des lentilles, s'allongent dans le sens des directions indiquées plus haut. Les filons d'aprites et pegmatites se rangent aussi en zones parallèles à ces directions. La zone la plus injectée d'aprites et de pegmatites coïncide avec la zone de plis redressés au N de la région. Ces faits rendent fort probable l'interprétation du rôle tectonique actif des aprites et des pegmatites (Intrusionstektonik) dans le sens de F. E. SUSS. D'après A. STRECKEISEN, les aprites et les pegmatites sont des facteurs décisifs dans la détermination des caractères pétrographiques des roches autant que pour leur tectonique (80 p. 45).

La structure interne du Cristallin du Lotru est, sans doute, la conséquence d'un paroxysme antérieur au plissement alpino-carpatique. Les roches de la zone diaphoritique ont la même position que les roches typiques du Cristallin du Lotru. Leur caractère pétrographique, qui indique un rétro-morphisme des roches méso-catazonales et le fait que la zone en question occupe une position oblique au plan de charriage, plaident plutôt en faveur d'un métamorphisme effectué avant le charriage du groupe du Lotru. Cette zone représente un accident tectonique ancien, conservé pendant le charriage. Le groupe cristallin du Lotru a été poussé en bloc par-dessus la masse de l'autochtone, gardant son caractère tectonique acquis pendant les périodes antérieures au charriage.

LA TECTONIQUE INTERNE DU MASSIF AUTOCHTONE

Deux catégories de roches de première importance entrent dans la formation du massif autochtone de cette région des Carpates méridionales et en réunissent les caractères tectoniques principaux. Ce sont les roches amphiboliques et les roches granitiques.

L'allure des plis, qui caractérise le massif autochtone, montre que l'aspect tectonique actuel est la conséquence de plusieurs périodes orogéniques. Le caractère essentiel des lignes tectoniques provient du système des plissements antémésozoïques.



L'orogénèse alpino-carpatique a produit, elle aussi, des modifications, quelquefois assez importantes dans l'édifice tectonique ancien sans pourtant effacer les caractères tectoniques primaires.

Le fait que les roches amphiboliques se trouvaient au moment de l'arrivée du granite sous le faciès métamorphique nous permet d'admettre l'existence d'un plissement antégranitique, d'autant plus que le caractère tectonique des granites se distingue nettement de celui des roches amphiboliques. Sur le versant N du massif, on remarque une différence nette entre la direction des lignes tectoniques des roches amphiboliques et celles du granite. Tandis que le granite a une orientation générale ENE-WSW, les roches amphiboliques en ont une toute différente. Vers la Valea Jiețului, elles gardent encore la même direction que les granites ; mais, en avançant au S, les roches modifient leur allure, les directions se courbent vers le SE, puis vers le S, et les plongements vers le NE et l'E. Dans cette région s'esquisse une zone synclinal dans les roches amphiboliques dont l'axe correspond avec une ligne courbe qui part de D. Slima, par la vallée supérieure de Mija, l'extrémité S de Slăveiu et monte vers le Vf. Mândra. Les intercalations de paragneiss à biotite et chlorite forment une zone qui correspond à l'axe de ce synclinal. La direction de ce plis synclinal étant tout à fait différente de celle du granite, il paraît fort probable qu'elle représente un des anciens caractères tectoniques des roches amphiboliques au moment de l'intrusion du magma granitique.

Sur le versant S du massif, les roches amphiboliques autant que le granite présentent des lignes tectoniques de même allure et tectoniquement on ne remarque aucune discordance entre les deux genres de roches. Dans ce cas, il est plus difficile de distinguer le caractère tectonique antégranitique de celui postgranitique.

Nous attribuons la différence de mode d'apparition du granite sur les deux versants du massif à la structure tectonique du complexe des roches amphiboliques. La tectonique de celles-ci paraît avoir été, déjà tout au commencement, différente dans les régions correspondantes aux deux versants actuels du massif du Parâng. Sur le versant N ont prédominé les lignes tectoniques dirigés NW-SE tandis que sur le versant S les plis sont dirigés de l'E à W ce qui montre que le système des plis antégranitiques a dû avoir une disposition en quelque sorte angulaire. Le magma granitique a été guidé dans son ascension par ce système de plissement. Le granite de la zone centrale (zone des hautes cîmes), correspond à la zone située entre les deux systèmes d'anciens plis : probablement une grande ligne de fracture ancienne. De la zone centrale, deux masses de granite avancent vers le N et affleurent sur une grande étendue dans la région du Jieț supérieur et sur le versant W de la crête Vf. Parâng-Vf. Mândra. Il paraît fort possible qu'elles représentent le cœur d'anciens anticlinaux de roches amphiboliques. A la suite

d'une érosion avancée, l'enveloppe amphibolique a disparu et les anticlinaux anciens ne peuvent plus être reconstitués. Sur le versant S, le granite, de même que les roches amphiboliques, a une allure uniforme. La direction des lignes tectoniques est ENE-WSW. La concordance entre les granites et les roches amphiboliques est facile à expliquer en admettant qu'à l'arrivée du granite, les roches amphiboliques avaient déjà esquissé leur tectonique, caractérisée par des lignes de direction générale E-W. Puis le magma acide pénètre et se consolide ensuite sous forme de masses allongées dans le sens de la direction des anciennes couches, donnant ainsi l'impression d'une concordance parfaite.

La structure tectonique postgranitique est le résultat fort probable des plusieurs phases de mouvements orogéniques. Les roches granitiques apparaissent dans les noyaux de certains anticlinaux de direction générale E-W. Dans la région étudiée nous distinguons l'anticlinal de Mândra, remarqué déjà par G. MURGOCI, qui s'encadre en « Mândra-Zug » d'INKEY, puis un petit anticlinal sur le versant N de Slima. La présence de la masse du granite dans des zones anticlinales rend probable la synchronisation, du moins partielle, du phénomène tectonique (plissement) avec la mise en place du granite. Nous avons remarqué plus haut que cette mise en place du granite a été guidée par la structure ancienne des roches amphiboliques qui a déterminé, dans une certaine mesure, la forme géologique du massif granitique. Par son intrusion, le magma granitique a accentué les caractères tectoniques existants. Il a plus ou moins joué aussi un rôle tectonique.

Par leur mode d'apparition et leurs rapports avec les roches plus anciennes, les roches granitiques du Parâng se rapprochent assez des orthogneiss anciens du massif du Gothard où des roches éruptives apparaissent dans des zones anticlinales séparées entre elles par des zones synclinales de roches basiques plus anciennes. R. SONDER attribue aussi au magma en ascension une activité mécanique (Intrusionsmekanismus), qui se manifeste par la pression du magma sur l'enveloppe, déterminant quelquefois des modifications assez importantes dans la structure tectonique des anciennes roches (70).

Comme la venue du granite du Parâng a eu lieu probablement avant le Carbonifère supérieur, nous pouvons considérer le système de plissement décrit plus haut comme appartenant aux plissements paléozoïques. Il reste à se demander si les plissements antégranitiques et postgranitiques appartiennent à deux périodes orogéniques différentes (hercynienne et calédonienne) ou s'ils appartiennent à deux phases différentes d'une même période.

Sur ces anciens plis se greffent une foule de caractères tectoniques dont la localisation dans le temps est assez difficile. L'écrasement du granite, sans doute en étroite liaison avec le deversement des anticlinaux granitiques vers



le S, peut-il être attribué aux plissements paléozoïques ou bien est-il l'effet de l'orogénèse alpino-carpatique? Nous nous occuperons de ce problème dans le chapitre suivant.

PLISSEMENT MÉSOZOÏQUE (ALPINO-CARPATIQUE)

Les effets du plissement mésozoïque sur la Nappe gétique. Le Cristallin du Lotru constitue une nappe rigide et non une nappe plissée, — une masse énorme glissée en bloc par dessus le massif autochtone. Par le charriage alpino-carpatique le caractère tectonique interne de la nappe ne souffre aucune modification visible de quelque importance. L'effet du chevauchement se traduit seulement par un simple écrasement très inégal des roches voisines du plan de charriage. Sur des étendues assez grandes, même dans le voisinage du plan de chevauchement, les roches gardent les caractères typiques du Cristallin du Lotru.

Les effets du charriage sur le complexe infragétique. Parmi toutes les roches, celles qui se ressentent le plus du chevauchement de la Nappe gétique sont les dépôts mésozoïques. La masse du Lotru a joué pour ceux-ci le rôle de « traineau écraseur ». Par leur position entre les deux grandes unités tectoniques, ils constituent le lubrifiant nécessaire au glissement de la nappe. Les effets de ce glissement sur les roches mésozoïques sont multiples et en même temps ils varient non seulement avec la nature de la roche, mais avec l'intensité même de l'action mécanique qui s'est manifestée différemment en divers endroits. Au cours de cette action a eu lieu la transformation des roches argilo-marneuses du sédiment initial en phyllites, la formation des quartzites noires graphiteuses au détriment des grès, le laminage et la recristallisation des calcaires de la base de la série. Les transformations les plus intenses ont été subies par les schistes et les grès ferrugineux qui devinrent des quartzites et des schistes à chloritoïdes. A côté de ces roches qui laissent voir des transformations assez avancées, il y en a d'autres qui n'ont que fort peu ressenti l'action mécanique. Les calcaires supérieurs (tithoniques) qui apparaissent dans la région étudiée à la base de la nappe se maintiennent massifs et montrent rarement un léger écrasement. Quelques grès peuvent être considérés comme des sédiments à peine métamorphisés.

A côté des transformations énumérées plus haut qui ne provoquent que des modifications de la structure des roches et amènent un état plus ou moins métamorphique, il y a aussi d'importants glissements de couches des plissements sur soi-même, des laminages et des dislocations, qui donnent à la série entière une tectonique caractéristique.

Nous avons considéré la série du Jieț comme une série stratigraphique normale, représentant le Trias, le Lias et le Tithonique. Mais dans aucun profil transversal nous ne trouvons représentés tous les termes de la série. Les cal-



caires supérieurs (tithoniques) n'apparaissent que dans quelques endroits de la Valea Jiețului. La Formation de Schela manque à Zănoaga Verde et au Sud du Ciobanu, les calcaires microcristallins en plaques (triasiques) sont développés seulement dans Coasta lui Rusu-Găuri et Polatiștea, les conglomérats et les arkoses n'apparaissent qu'au NW de Găuri. Parfois le complexe entier est réduit à une épaisseur de quelques dizaines de mètres seulement (Valea Jiețului). Cette répartition capricieuse des roches de la série mésozoïque reflète de la façon la plus évidente sa structure tectonique. Sous la poussée de la nappe, de grands paquets de couches ont été arrachés de leur position initiale, emportés par la nappe et entraînés vers son front. Ces glissements partiels et irréguliers ont provoqué la répartition et la disparition inégale des divers termes de la série.

Il est intéressant de constater que l'ordre stratigraphique des termes a été conservé. On remarque des plissements à l'intérieur du même horizon stratigraphique mais point d'inversion dans l'ordre stratigraphique. On constate encore que les conglomérats et les arkoses de la base reposent d'une façon normale et tranquille sur les roches amphiboliques, on ne remarque aucun plan de glissement à leur limite, de sorte qu'elles peuvent être considérées comme étant même actuellement dans leur position normale initiale. Dans ce cas, la surface de séparation entre les roches de la série mésozoïque et le cristallin autochtone ne peut être entièrement considérée comme une surface de décollement.

La façon dont se comportent les roches mésozoïques au contact avec le cristallin autochtone est très variée. Les conglomérats et les arkoses n'ont nullement l'air d'avoir subi des actions mécaniques. La texture rubanée, là où elle existe, est due à l'aspect lamellaire des éléments conglomératiques, qui sont disposés parallèlement dans la roche. Mais c'est là une disposition primaire. D'autres fois l'effet dynamique sur les roches voisines, du cristallin a été si fort que le laminage a déterminé une concordance parfaite entre les roches mésozoïques et celles de l'autochtone. En même temps, les roches voisines quoique appartenant à des unités différentes, ont acquis un caractère pétrographique et structural tellement semblable (convergence pétrographique), que seul le microscope permet de les distinguer grâce à la présence des minéraux caractéristiques (chloritoïdes dans les roches mésozoïques, hornblende dans celles du cristallin ancien). On trouve un exemple typique de cette convergence dans la Valea Jiețului entre la Formation de Schela et les gneiss épizonaux du Parâng.

Pendant le charriage et en plus du glissement et du laminage des roches mésozoïques, des lames du socle cristallin ont été arrachées et plantées dans les sédiments mésozoïques (granite dans les schistes de Zănoaga Verde, des gneiss épizonaux dans la formation de Schela de la Valea Jiețului ¹⁾).

¹⁾ Ces gneiss n'ont pas été distingués dans la carte qui accompagne le présent ouvrage.

C'est toujours en rapport avec le caractère tectonique de la série du Jiet et comme une conséquence des mêmes déplacements des couches qu'apparaît la discordance de la surface de charriage de la nappe. Ce plan de chevauchement repose parfois sur les schistes verts (Trias), d'autres fois sur les roches de la formation de Schela (Jurassique), d'autres fois encore sur les calcaires tithoniques et enfin, à l'Ouest de Slima, directement sur le cristallin du Parâng.

L'effet du charriage alpineo-carpatique sur le cristallin autochtone. La présence des synclinaux mésozoïques emballés dans le cristallin autochtone (synclinal de schistes à chloritoïdes de la Valca Jiului), prouve que pendant l'orogénèse mésocrétacée les roches de l'autochtone ont été, elles aussi, mises en cause dans une certaine mesure. Des observations faites dans notre région viennent à l'appui de la même hypothèse. Le fait que les anticlinaux granitiques de direction E—W sont déversés vers le S est assez significatif. Cette position suppose une pression dirigée en général du N au S. Comme le sens des mouvements orogéniques mésozoïques (glissement de la Nappe gétique) est en principe du N au S, il paraît fort probable que le penchement vers le S des anticlinaux granitiques soit, au moins en partie, la conséquence de la pression exercée par la Nappe du Lotru. L'écrasement et le laminage du granite sont sans doute intimement liés au changement de position des plis, dont nous avons parlé. Jusqu'à quel point les roches amphiboliques ont-elles été aussi influencées par cette orogénèse? On peut s'en faire une idée, mais non en donner une démonstration. Il semble qu'elles se soient comportées plutôt comme des blocs rigides déplacés selon leur plan de schistosité. Leur rôle aurait été de transmettre la pression aux roches granitiques. Seule une étude minutieuse des régions étendues pourra mieux expliquer le rôle du plissement mésozoïque dans la tectonique du massif autochtone. M. REINHARD a montré aussi que les roches du groupe II ont gardé l'empreinte du plissement alpineo-carpatique.

MOUVEMENTS OROGÉNIQUES TERTIAIRES

La limite E du Néogène de Valea Jiului a la direction N—S et une allure relativement fort régulière; cette direction se maintient aussi dans la région du golfe aquitain dans la Formation de Schela (cours moyens des ruisseaux Izvorul et Stoinicioara). Cette ligne ne paraît pas être un simple accident topographique, mais elle est très probablement en rapports avec les mouvements orogéniques du Néogène. Il y a assez d'arguments qui montrent que dans la seconde moitié du Tertiaire d'importants mouvements tectoniques ont eu aussi lieu dans cette région. Dans cette phase de plissement se sont formées des flexions et des dépressions axiales du cristallin qui ont modifié



sur des portions plus ou moins restreintes, le caractère tectonique ancien de la région. La limite caractéristique entre le Tertiaire et le socle cristallin, rappelée plus haut, paraît marquer une région de flexion du socle cristallin. Certaines lignes de direction N-S dans la région du Mésozoïque (Coasta lui Rusu-Găuri-Boianu) paraissent être toujours la conséquence des dépressions axiales qu'a subies le cristallin au Tertiaire.

Nous avons esquissé plus haut une succession de phénomènes tectoniques auxquels nous attribuons l'aspect structural actuel de la région du Parâng.

Chaque phase orogénique nouvelle ajoute un caractère tectonique plus ou moins marqué à l'édifice cristallin en compliquant de plus en plus sa structure tectonique. Les observations faites par L. MRAZEC (35—39) et G. MURGOCI (50) mènent aussi à la même conclusion.

Reçu: juin 1934



BIBLIOGRAPHIE

1. AMBUHL. Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs, südlich Andermatt. *Schw. Miner. Petr. Mitt.* B. IX. H. 2. 1929.
2. ANGEL FR. Stubachit u. Stubachitserpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). *Zeitschr. f. Kristallographie.* 72. Bd. 1. Heft, 1929.
3. ATHANASIU S. Curs de geologie stratigrafică. Universitatea București, 1930—1931.
4. ATANASIU I. S. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (Jud. Neamț), *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. București 1929.
5. BEARTH P. Die Diabasgänge der Silvretta. *Schw. Min. Petr. Mitt.* B. XII, 1932.
6. BECKE F. Die Entstehung des Kristallinen Gebirges. Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte. Verhandlungen 1909.
7. BOWEN N. L. The evolution of igneous rocks. Princeton 1929.
8. CHRISTA EM. Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt*, LXXXI. Bd. Wien, 1931.
9. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer — Bocșa Montană (Jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV, 1930.
10. DALY R. A. Igneous rocks and their origin. New-York 1914.
11. ESKOLA P. On the eclogites of Norway. Kristiania, 1931.
12. — On the metamorphic differentiation of rocks. *C. R. de la Soc. Géol. de Finlande* No. 5, *Bull. comunl. géol. Finl.*
13. GHIKA-BUDEȘTI ST. Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. București, 1932.
14. GOLDSCHMIDT V. M. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. *Videns. Skr. 1. Mat. Naturw.* Klasse Nr. 2. Kristiania, 1916.
15. GRUBENMANN U. Die kristallinen Schiefer, Berlin, 1910.
16. — und NIGGLI P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Teil, Berlin, 1924.
17. HAMMER W. Der granitische Kern der Stubai-Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen.
18. HARKER A. Metamorphism, London 1932.
19. HEZNER L. Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals. *Tschermak Mitt.*, 1903.
20. HOFMANN-INKEY B. v. Carte géologique au 1 : 75.000, feuille de Petroșani et de Paroș-Pasul Vulcan.
21. HOLMES A. Petrographical Methods and Calculations. London, 1921.
22. JEKELIUS E. Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen eines weissen Triaskalkes bei Brașov (Kronstadt).
23. INKEY B. de. Die transylvanischen Alpen vom Rotenturm- und Eisernen Tor. *Math. naturwiss. Berichte aus Ungarn*, IX, 1891.
24. IONESCU B. Granitul de Sușița. Contribuțiuni la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali. București.



25. KIRNBAUER F. u. DITTLER E. Über das neue Beryllvorkommen von Teregoa in Rumänien. *Zeitschr. prakt. Geol.* 39, 1931 H. 4, pp. 49—56.
26. KRÄUTNER TH. Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpathen. « *Verhandl. u. Mitt. d. Siebenbürg. Vereines für Naturwissenschaften zu Hermannstadt* LXXIX. Bd. Jahrg., 1929.
27. LACROIX A. Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. *Bull. Soc. Carte géol. France*, 1894—1895, vol. 6, nr. 42. Paris, 1895.
28. — Minéralogie de Madagascar. T. II. 4-e partie, I-ère division Cg. II: Pegmatites, p. 473. Paris, 1933.
29. MACOVEI G. Curs de geologie stratigrafică cu privire specială la Geologia României. Școala Politehnică, București, 1925.
30. MANOLESCU G. Das Alter der Schela-Formation. *Bull. Soc. Rom. de Geologie*. Vol. I, București, 1932.
31. MARTONNE EMM. DE. Les Alpes de Transylvanie. *Revue de géographie* T. I., Paris, 1907.
32. MÖCKEL K. Die petrographischen Verhältnisse der südlich Reșinar gelegenen Berggegend. *Mitt. a. d. min.-geol. Sammlung des Siebenbürg. National Museums*, IV, Cluj.
33. MRAZEC L. La Protogine du Mont-Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Genève, 1892.
34. — Contribuțiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaților de Sud și anume: din Județele Mehedinți, Gorj și Muscel. *An. Mus. de Geologie și Paleontologie* 1894. București, 1895.
35. — Considérations sur la Zone centrale des Carpathes Roumaines. *Bul. soc. sc. phys. Bucarest*, no. 5—6, Bucarest, 1895.
36. — Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Archives Soc. Sciences. Physiques et Naturelles Genève*, 102-e année 1897.
37. — Despre clasificarea cristalinului din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. de Științe din București*, 1897.
38. — Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. I. Partea de Est a Munților Vulcani. București, 1898.
39. — Sur le schistes cristallins des Carpates méridionales (Versant roumain). *C. R. IX-Congrès Intern. Géol. Vienne*, 1904.
40. — L'état de nos connaissances actuelles sur la Structure des Carpathes Roumaines. Conférence tenue le 20 Mai 1930 à l'Université Charles IV à Prague.
41. MRAZEC L. și MURGOCI G. M. Dare de seamă asupra cercetărilor din vara anului 1897, III, Munții Lotrului.
42. MURGOCI G.-MUNTEANU. Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. II. Masivul Parângului. București, 1898.
43. — Contribuțiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaților Meridionali Români. IV. Serpentina din Urde, Muntin și Găuri. *An. Mus. Geol. și Paleontolog.* 1895. București, 1898.
44. — Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1898. V. Grupul superior al cristalinului în Masivul Parâng. (Cu o schiță geologică și trei secțiuni). *Bul. Soc. Ing. de Mine*. Vol. III, Fasc. I, anul 1898.
45. — Granat- und Vesuvianfels aus dem Serpentine von Parângu (avec 2 cartes géologique). *Bul. Soc. Științe*. București, an. IX, 1900.



46. MURGOCI G.-MUNTEANU. Contribution à la tectonique des Carpates Méridionales *C. R. Ac. Paris*, 3 Juillet (aussi *Buletinul Societății de Științe*, București, XVI, 1907, pp. 47—49).
47. — Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales *C. R. Ac. Paris*, 1905, 31 Juillet (aussi *Bul. Soc. Științe*, Buc. XVI, 1907, pp. 50—52).
48. — Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Karpates Méridionales *C. R. Ac. Paris*, 1905, 4 septembre (aussi *Bul. Soc. Științe*, Buc. XVI, 1907, pp. 52—45.)
49. — L'origine des serpentines des Carpates Roumaines. *C. R. des séances Inst. Géol. Roum.* Tome III, 27 Avril, 1912.
50. — The Geological Synthesis of the South Carpatians *C. R. X-e Congrès Géolog. Intern.* 1910. Stockholm, 1912.
51. NIGGLI P. Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am NO-Rande des Gott-hardmassivs. *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz N. F.* Bd. 36, Bern, 1912.
52. — Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. *Schw. Min. Petr. Mitt. B.* XI. Heft 3, 1931.
53. NIGGLI P. u. BERGER P. J. Gesteins- und Mineralprovinzen. B. I, Berlin, 1923.
54. NIGGLI P. F. de QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER. Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beiträge zur Geologie der Schweiz*. Geotechnische Serie XIV. Lieferung, Berlin, 1930.
55. NOPCSA F. DE. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszka-bánya und der rumänischen Landesgrenze. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, XIV, p. III, Budapest, 1905.
56. PALIUC G. Date geologice asupra munților Parâng. *Bul. Soc. Stud. St. Natur. din București*. Anul I, București, 1930.
57. — Recherches géologiques dans les Monts du Parâng (communication préliminaire). *C. R. des séances, Inst. Géol. Roum.* XXI (1932—1933), București 1937.
58. QUENSEL P. Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebner-Kaisergebiet. *Rpr. from. Bull. of the Geolog. Inst. of Upsala*, Vol. XV, 1916.
59. REINHARD M. Der Coziagneissszug in den Rumänischen Karpathen. *Bull. Soc. de Științe, București*, XVI, Nr. 3—4, 1906.
60. — Die kristallinen Schiefer des Făgăraș Gebirges in den Rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, 1909, fasc. I, Bucarest, 1910.
61. — Universaldrehtischmethoden Basel, 1930.
62. ROMAN D. Note préliminaire sur le gisement de muscovite, Monts du Lotru (Alpes de Transilvanie, Carpathes Meridionales. *Bull. de l'Académie Roumaine* VII-ème Année 1920—21, Nr. 416, București, 1931.
63. ROSENBUSCH H. Elemente der Gesteinslehre, Stuttgart, 1922.
64. SAVUL M. Șisturile cristaline și zăcămintele de manganiz din regiunea Șarul-Dornei, distr. Câmpulung (Bucovina). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, 1927, București, 1927.
65. — Erupțiunile de diabaze din nordul Dobrogei. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pp. 1—24, București, 1930.
66. SCHIAFARZIK FR. Reambulationen in den südlichen Karpathen und im Krasó Szörényer-Mittelgebirge im Jahre 1909. *Jahresh. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für* 1909, Budapest, 1912.



67. SCHMIDT O. Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, pp. 80—89, București, 1930.
68. SEDERHOLM J. J. On migmatites and associated precambrian rocks of southeastern Finland. *Bulletin de la Commission Géol. de Finlande*, Nr. 58, Helsingfors, 1923.
69. SIMIONESCU I. Tratat de geologie cu exemple luate în deosebi din România. București, 1927.
70. SONDER R. A. Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 1921. I. Jahrg. Frauenfeld, 1921.
71. SPAENHAUER F. Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Band XII, 1932.
72. STAUB R. Über granitische und manzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Zürich, 1915.
72. ȘTEFĂNESCU GR. Raport asupra constituției geologice a județelor: Gorj, Mehedinți și Dâmbovița. *Anuar Biur. Geol.*, 1882—1883, nr. 1 și 2, București.
74. STEINMANN G. Die ophiolithischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. *C. R. XIV-e, Congr. Géol. Intern.* 1926, Madrid, 1927.
75. STRECKEISEN A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). *Schw. Min. Petr. Mitt.* Band VIII, Heft I. 1928.
76. — Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între valea Oltului și valea Jiului. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* XVII, București, 1930.
77. — Profilul dela Vai de Ei (Jud. Gorj). *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* XVII, București, 1930.
78. — Cercetări geologice în podișul Mehedinți. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București, 1931.
79. STRECKEISEN A. et GHERASI N. Recherches géologiques dans les Carpates Méridionales entre la vallée du Jiu, Caransebeș et les Portes de Fer. *C. R. des séances Inst. Géol. Roum.* T. XX, Bucarest, 1932.
80. STRECKEISEN A. Sur la Tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI, 1931, București, 1932.
81. SZENTPETERY S. V. Die mesozoischen Eruptivgesteine der südlichen Hälfte des Persanyer Gebirges. *Naturwissenschaftliche Museumshefte*, (1900, IV, Band. Nr. 2), Cluj, 1910.
82. VENDL A. Das Kristallin des Sebescher- und Zibins-Gebirges, Budapest, 1932.
83. VOITEȘTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Revista Muzeului de Geologie și Mineralogie din Cluj*, Vol. III, Nr. 1, 1929.
84. WACHNER H. Bericht über die im Sommer 1916 im Persanyer Gebirge ausgeführten geolog. Aufnahmen. *Jahresb. d. kgl. ung. geolog. R.-A.* pp. 259—285 Budapest, 1918.
85. WEINSCHENK E. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinesteine. *Abhandl. k. bayer. Ak. Wiss.*, II. Cl. XVIII. Bd., III. Abt.) München, 1894.
86. — Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit u. Gneis. *Abhandl. d. II. Cl. d. k. Ak. der Wiss. z. München.* XVIII. Bd. III. Teil.
87. WINCHELL. Element's of optical mineralogy. Part. 11 Description of minerals New-York, 1923.





PLANCHE I



PLANCHE I

Fig. 1. — Coasta lui Rusu (Vârful lui Fouké et Căldarea lui Murgoci) vu du côté de la bergerie de Găuri. C = calcaires en plaques, S.v. = schistes verts, Cgl = conglomérats, S = serpentines, R.a = roches amphiboliques, R.gr. = roches granitiques.

Fig. 2. — Piroxénite à olivine, serpentinisé en partie; avec une texture rubannée. Le versant ouest du Muncelu Cimpui.

Fig. 3 et 4. — Xénolites d'amphibolites en granite. P. Lăpuşelul.



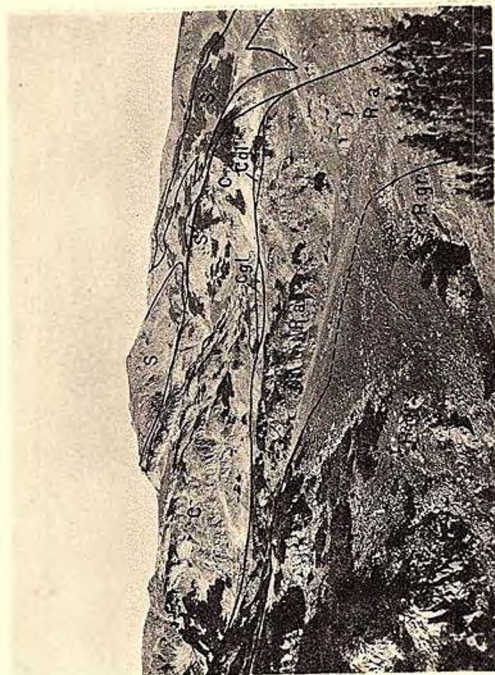


Fig. 1

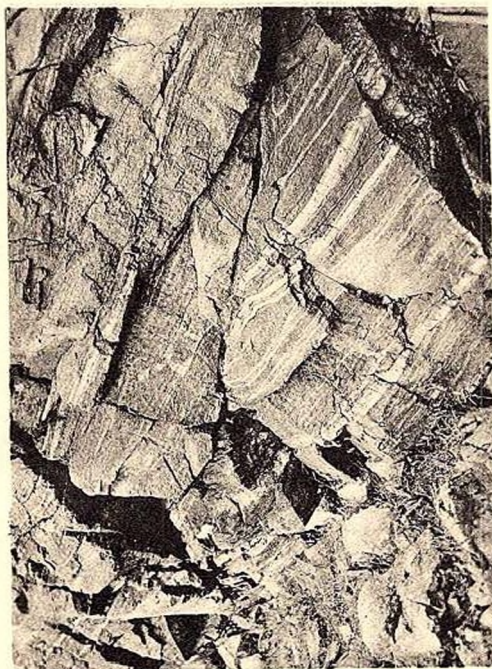


Fig. 2



Fig. 3

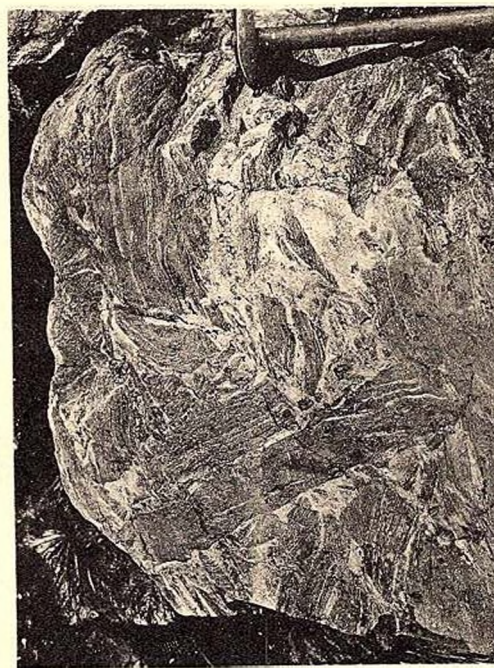


Fig. 4

Repr. Kraft & Drotleff s. a., Sibiu

PLANCHE II



PLANCHE II

Fig. 1, 2, 3. — Gneiss plagioclasiques de la zone diaphtoritique du Cristallin du Lotru; trois stades de transformation des roches. 1 = $\times 8$, 2 = $\times 21$, 3 = $\times 25$.

Fig. 4. — Nodule de sillimanite en gneiss plagioclasique (Cristallin du Lotru). D. Cotu Ursului. $\times 13$ fois.





Fig. 1



Fig. 2

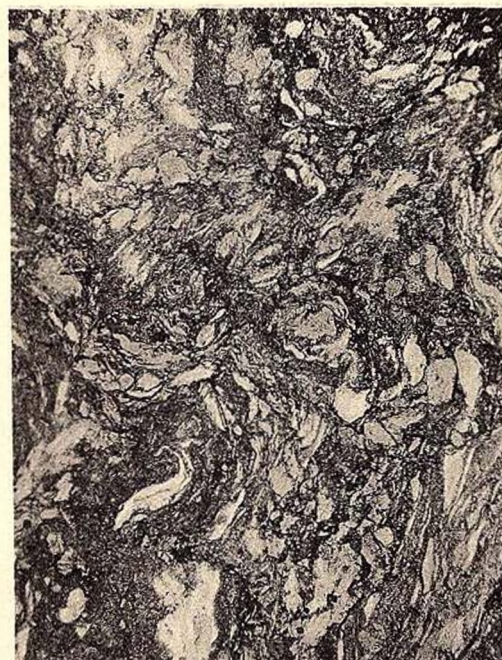


Fig. 3

Anuarul Institutului Geologic al României, Vol. XVIII.

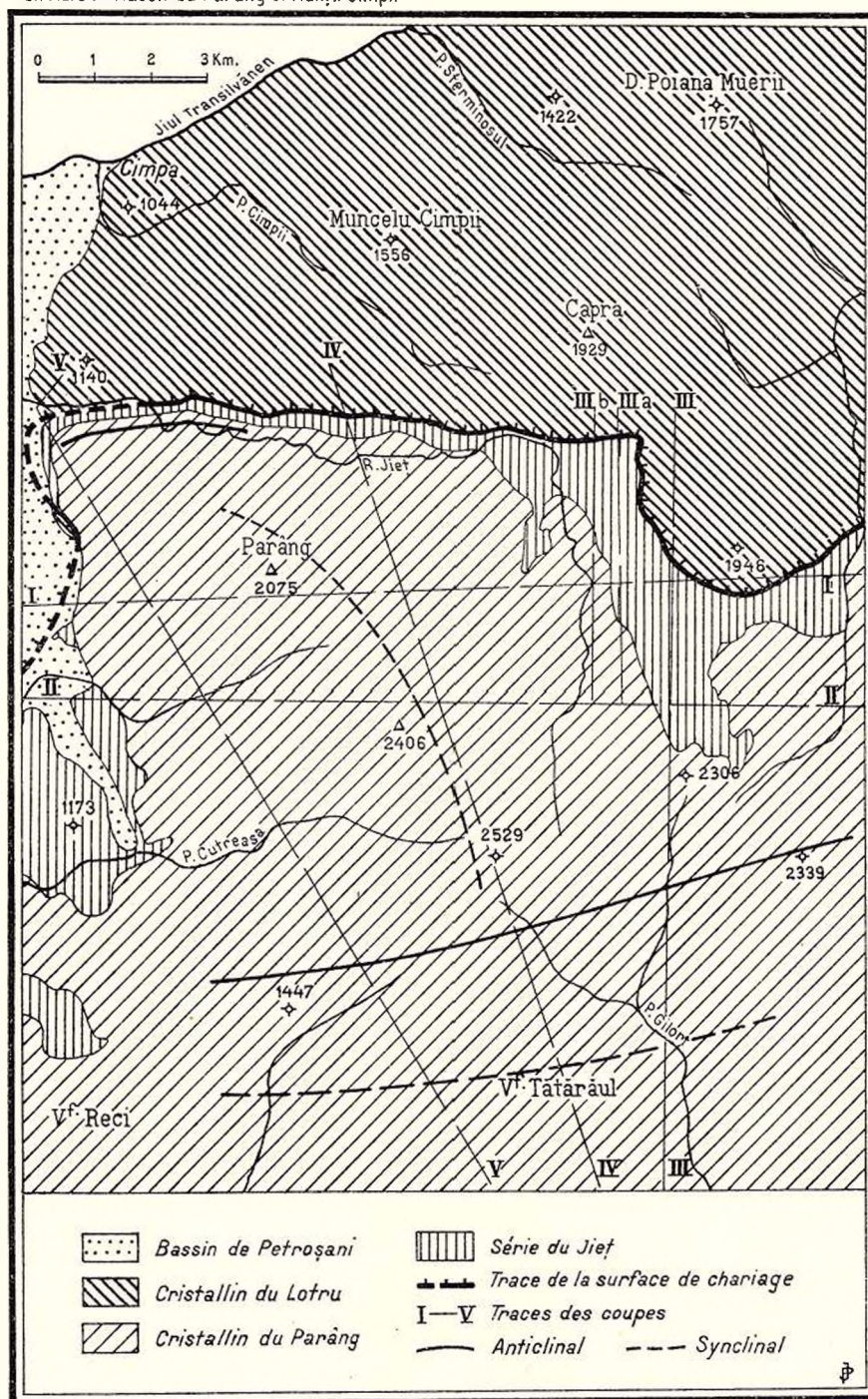


Fig. 4

Repr. Kraft & Drotleff s. a., Sibiu

G. PALIUC
ESQUISSE TECTONIQUE DU MASSIF DU PARÂNG

G.PALIUC : Massif du Parâng et Munții Cimpii

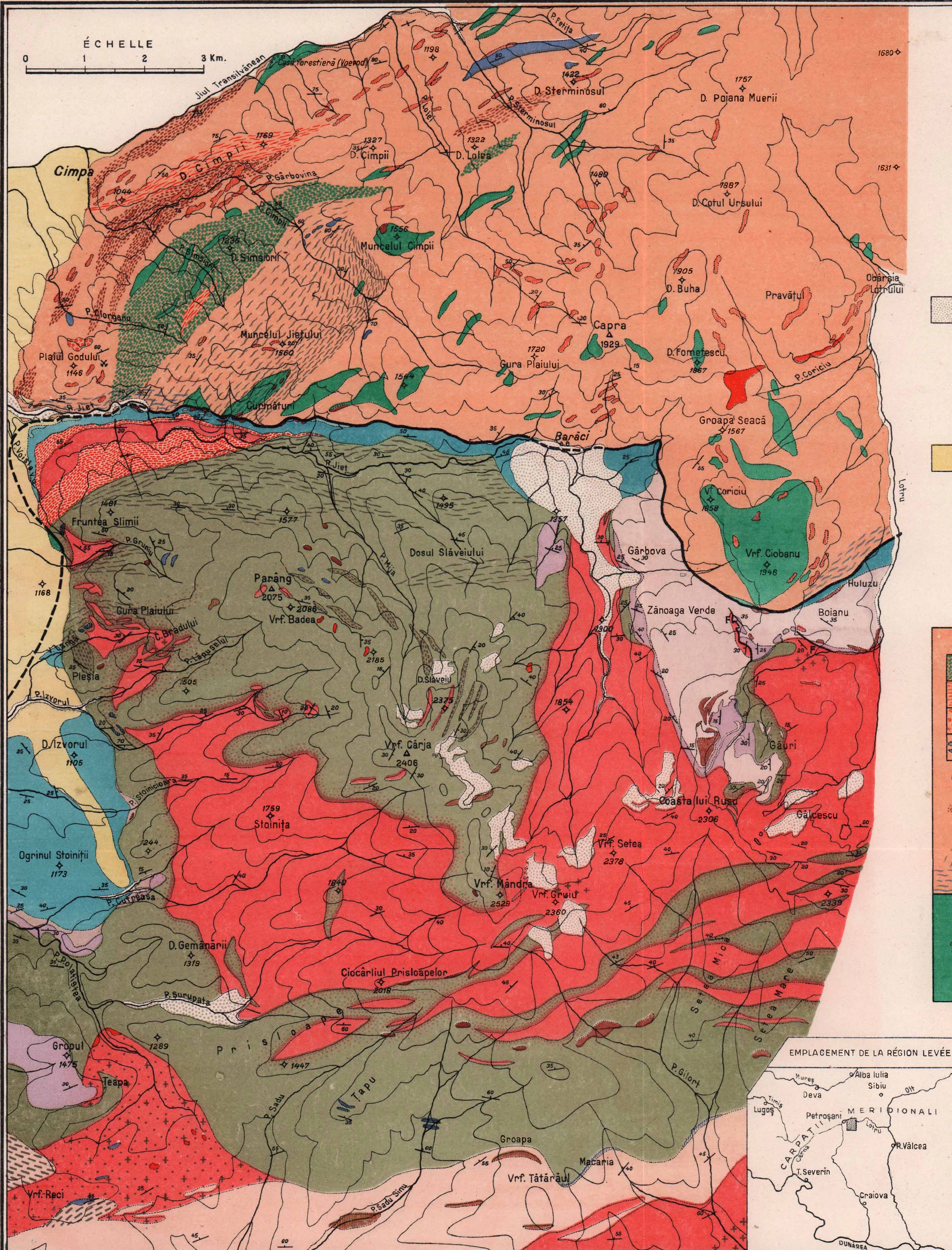


ANUARUL INSTIT. GEOLOGIC AL ROM. VOL. XVIII

Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.



Institutul Geologic al României



G. PALIUC
CARTE GÉOLOGIQUE
DU MASSIF DU PARÂNG ET DES MUNȚII CIMPII
(CARPATES MÉRIDIONALES)

QUATERNAIRE

Alluvions, terrasses, cônes de déjection, éboulis, dépôts fluvioglaciaires, moraines

TERTIAIRE

Aquitanien: grès et conglomérats

NAPPE GÉTIQUE
CRISTALLIN DU LOTRU

Gneiss à plagioclase (à biotite, à deux micas, à sillimanite, à chlorite)
 Gneiss à plagioclase et amphibole
 Micaschistes
 Conglomérats
 Calcaires et dolomites cristallins
 Pegmatites
 Aplites
 Quartz hydrothermal
 Facies diaphoritique des gneiss à plagioclase
 Facies cataclastique des gneiss à plagioclase au voisinage de la ligne tectonique
 Diorites, orthoamphibolites
 Amphibolites élogitiques
 Serpentes, péridotites, schistes à actinote
 Facies diaphoritique des diorites et orthoamphibolites

✕ Exploitation abandonnée de minerais de manganèse

--- Ligne de contact anormal

F Faille observée

AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE
COMPLEXE INFRAGÉTIQUE (SÉRIE DU JIȚ)

Calcaires compacts, gris-blanc à veinules de calcite (probablement Tithonique)
 Formation de Schela: phyllites graphiteuses noires, schistes satinés, quartzites noirs, parfois à chloritoïde, grès quartzitiques (probablement Lias)
 Schistes verts: schistes calcaires à chlorite et séricite, schistes chloriteux sériciteux à épидote et calcite, schistes chloriteux à épидote, albite et hornblende aciculaire, probablement tufogènes (Trias supérieur?)
 Calcaires microcristallins en plaquettes, en général blancs (Trias moyen?)
 Arkoses et conglomérats (probablement Trias inférieur)
 Ophiolites mésozoïques: serpentines, gabbros saussuritisés

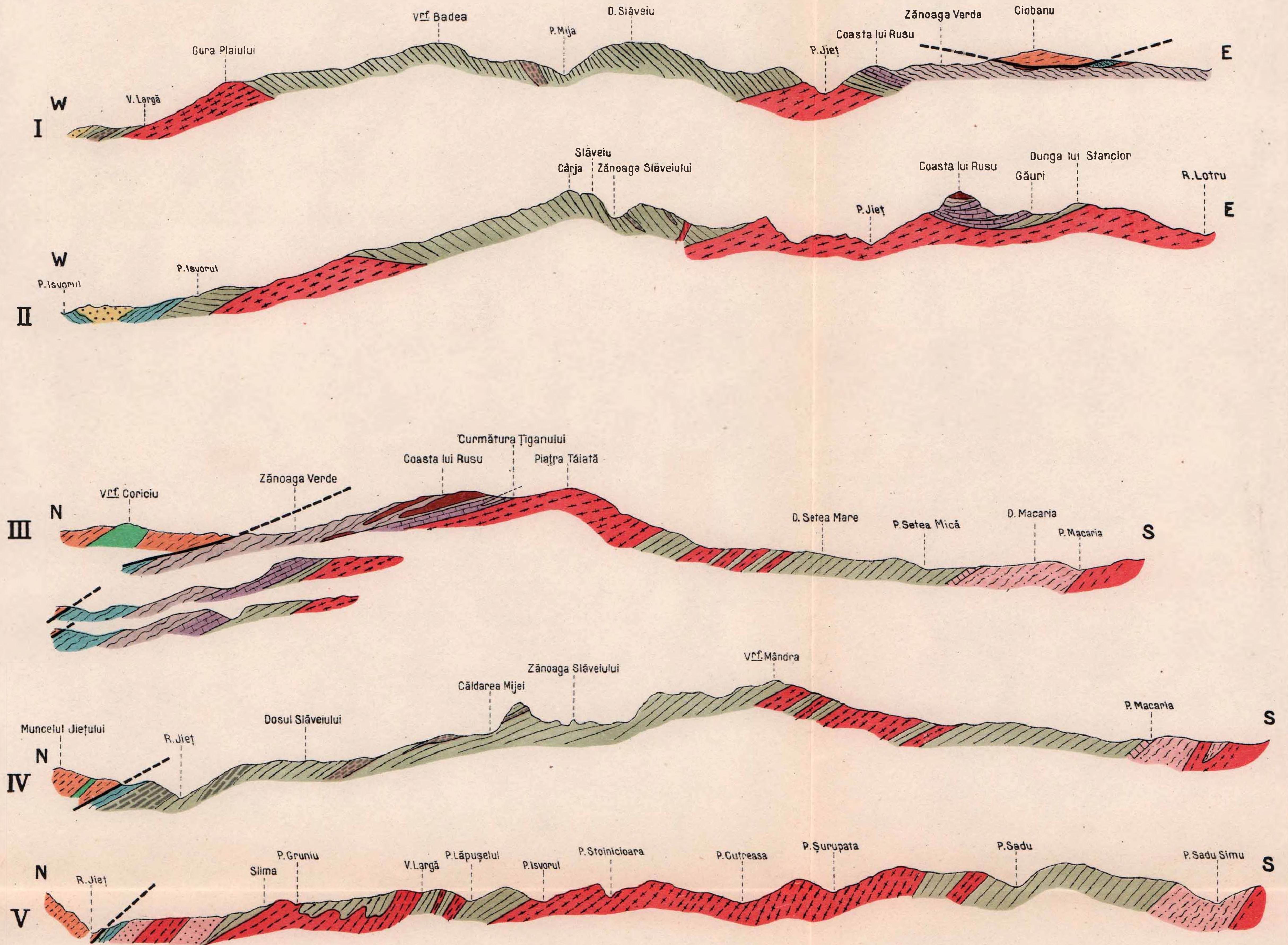
CRISTALLIN DU PARÂNG

Roches granitiques type Parâng (granites à microcline, granodiorites, diorites quartzifères) à texture gneissique
 à texture massive
 Granites type Reci: granites massifs à orthose et albite, en général à mica blanc
 Quartz hydrothermal
 Calcaire cristallins à graphite
 Schistes à chlorite et graphite
 Schistes gneissifiés à muscovite, séricite, chlorite, parfois à biotite (Zone Groapa-Macaria)
 Quartzites blancs à séricite
 Gneiss d'épizon: gneiss à plagioclase, épидote, chlorite, séricite, parfois à hornblende (Zone de Slima)
 Roches amphiboliques: gneiss amphiboliques, amphibolites à plagioclase, hornblendites, gabbros saussuritisés et uralitisés
 Serpentes et schistes à actinote
 Intercalations de gneiss à biotite, chlorite et séricite
 Intercalations de calcaires cristallins
 Aplites et pegmatites
 Quartz hydrothermal
 Roches détritiques et tufogènes: schistes chloriteux à épидote et hornblende actinolitique parfois à albite
 Cornéennes à biotite, à pyroxène, à grenat, à sillimanite, à tourmaline
 Calcaires cristallins à silicates

G. PALIUC

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LE MASSIF DU PARÂNG (CARPATES MÉRIDIONALES)

ÉCHELLE
500m 0m 500 1000 2000m



BASSIN DE PETROȘANI

Tertiaire aquitainien

NAPPE GETIQUE: CRISTALLIN DU LOTRU

Gneiss à plagioclase (à biotite, à deux micas, à sillimanite, à chlorite)

Diorites

COMPLEXE INFRAGETIQUE (SÉRIE DU JIEȚ)

Calcaires compacts, gris-blanc, à veineules de calcite (probablement Tithonique)

Formation de Schela: phyllites graphiteuses noires, schistes satinés, quartzites noirs, parfois à chloritoïde, grès quartzitiques (probablement Lias)

Schistes verts: schistes calcaires à chlorite et sericite, schistes chloriteux sericiteux à epidote et calcite, schistes chloriteux à epidote, albite et hornblende aciculaire, probablement tufogènes (Trias supérieur?)

Calcaires microcristallins en plaquettes, en général blancs (Trias moyen?)

Ophiolites mésozoïques: serpentines, gabbros saussuritisés

CRISTALLIN DU PARÂNG

Roches granitiques type Parâng (granites à microcline, granodiorites, diorites quartzifères)

à texture gneissique

à texture massive

Schistes gneissifiés à muscovite, sericite, chlorite, parfois à biotite (Zone Groapa Macaria)

Quartzites blancs à sericite

Gneiss d'épizone gneiss à plagioclase, epidote, chlorite, sericite parfois à hornblende (Zone de Slima)

Roches amphiboliques: gneiss amphiboliques, amphibolites à plagioclase hornblendites, gabbros saussuritisés et ourallitises

Intercalations de gneiss à biotite chlorite et sericite

Aplites et pegmatites

Roches détritiques et tufogènes: schistes chloriteux à epidote et hornblende actinolitique, parfois à albite

--- Ligne de contact anormal

DEGRADATION DES SOLS DE STEPPE

APPLICATION A L'ÉTUDE AGROGÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DE PERIŞORUL (DISTR. DE DOLJ)

PAR
MIRCEA POPOVĂȚ

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Introduction	2
a) <i>Classification des sols</i>	2
1. Les progrès de la science du sol	2
2. Étude du sol en Roumanie	6
b) <i>Dégradation des sols</i>	8
3. Le complexe argileux	8
4. Processus de la dégradation	12
 Première partie — Description de la région	 15
I. <i>Relief et sédiments</i>	15
5. Situation géographique	15
6. Relief	15
7. Sédiments	17
8. Nature des sédiments d'après leur constitution mécanique	21
II. <i>Climat</i>	22
9. Fonctions climatologiques	22
10. Le climat actuel	26
11. Le climat au cours du Quaternaire	30
III. <i>Sols</i>	31
12. Des caractères morphologiques des profils des sols	31
13. Sols zonaux	32
14. Sols intrazonaux et azonaux	34
15. Récolte et qualité du blé produit par les sols zonaux	36
 Deuxième partie — Méthodes et résultats des analyses	 39
IV. <i>Matière organique et carbonates</i>	39
16. De la matière organique	39
17. Méthodes d'analyse	41
18. Résultats	44



V. <i>Constitution mécanique</i>	47
19. L'analyse mécanique	47
20. Méthodes d'analyse	49
21. Résultats	51
VI. <i>Composition chimique</i>	56
22. Sur les analyses chimiques	56
23. Méthodes d'analyse	59
24. Résultats	60
VII. <i>Réaction et échange des bases</i>	63
25. Sur la réaction du sol	63
26. Sur l'échange des bases	65
27. Méthodes des déterminations	67
28. Les résultats et leur interprétation	69
VIII. <i>Adsorption de l'eau par les colloïdes du sol</i>	75
29. Hygroscopicité, eau hygroscopique	75
30. Les résultats et leur interprétation	76
Troisième partie — Caractéristique des types de sols	81
IX. <i>Tchernoziome</i>	81
31. Conditions de formation	81
32. Morphologie	82
33. Interprétation des données de l'analyse	83
X. <i>Tchernoziome dégradé</i>	84
34. Conditions de formation	84
35. Morphologie	85
36. Interprétation des données de l'analyse	86
XI. <i>Sol brun-roux de forêt</i>	88
37. Conditions de formation	88
38. Morphologie	89
39. Interprétation des données de l'analyse	91
XII. <i>Sols intrazonaux</i>	93
40. Sols intrazonaux dans la zone du tchernoziome	94
41. Sols intrazonaux dans la zone du tchernoziome dégradé	95
42. Sols intrazonaux dans la zone du sol brun-roux de forêt	96
Résumé et conclusions	99
Ouvrages cités	103
Carte des sols des environs de la commune Perișorul (distr. de Dolj)	

INTRODUCTION

A) CLASSIFICATION DES SOLS

1. *Les progrès de la science du sol.* Les premières études scientifiques sur le sol ont été effectuées par les chimistes, dans le dessein de chercher les éléments nutritifs nécessaires à un meilleur rendement agricole. Mais ils ne considéraient la terre que comme du matériel à analyser au laboratoire sans



s'intéresser aux conditions dans lesquelles la terre se trouve dans la nature. Ce sont les géologues qui, les premiers, se sont occupés du sol en place, car, du fait qu'il recouvrait les roches qui les intéressait, il constituait un obstacle à leurs recherches. On regardait le sol comme une formation tout à fait distincte des formations pétrographiques sur lesquelles il reposait. Les premières recherches faites sur le terrain ne portaient que sur une couche superficielle de quelques décimètres d'épaisseur, à laquelle la matière organique conférait une couleur plus foncée. Ce n'est que vers 1890 que BOGOSLOVSKI attire l'attention sur la nécessité de tenir compte du sous-sol dans les classifications et d'étudier toute la couche de l'écorce terrestre qui présente des signes d'altération (*in* 56, p. 31).

A mesure que les recherches se multipliaient, on accordait de plus en plus d'importance aux diversités manifestées par les sols, d'où la nécessité de leur classification. C'est ainsi que, dès 1812, A. THAER, en tenant compte de l'intérêt agricole qu'ils présentaient, divisait les sols suivant des critères physico-chimiques (*in* 53, p. 56). Les préoccupations des chercheurs du milieu du siècle passé ressortent de la définition que donne KRAUT en 1853; pour lui, le sol est « la couche toute supérieure de l'écorce terrestre, meuble, tant qu'elle est capable de porter une végétation, aussi pauvre qu'elle soit » (*in* 14, p. 20). En 1862 F. A. FALLOU élabore une classification pétrographique, en formant deux classes principales de sols, sols résiduels (primitifs) et sols alluviaux (56, p. 18—19). RICHTHOFEN procède en 1882 (56, p. 25), à une répartition d'après les régions géographiques, en définissant cinq régions suivant que les sols se sont développés par l'accumulation sur place des produits de décomposition ou par transport.

Cependant, c'est de Russie que partit l'idée d'étudier le sol d'après des critères spécifiques aux sols, et c'est ainsi que prit naissance la science appelée pédologie (ou agrogéologie, édaphologie ou, plus simplement, science du sol). Dans ce pays, la vaste étendue de la terre noire si fertile, le tchernoziome, suscita depuis longtemps la curiosité des chercheurs, qui essayaient d'expliquer sa formation. DOKOUTCHAÏEV (1879) montre, d'après leur aspect, les différences qui existent entre les types de sols et qui ne s'expliquent pas seulement par des considérations de nature botanique et géologique, puisque bien souvent des sols différents se développent sur une même roche, tandis qu'un même type peut se former sur des roches tout à fait différentes (56, p. 6). En 1883, DOKOUTCHAÏEV établit la théorie de la formation du tchernoziome (*in* 85, p. 265). Il reconnaît le rapport génétique qui existe entre la roche-mère et le sol; ce dernier n'est pas posé sur la roche, mais prend naissance de cette roche elle-même, à la suite de sa désagrégation produite par divers facteurs internes ou externes, dont le plus important est le climat. La matière organique du tchernoziome, l'humus, est produite par la végétation herbacée des steppes et non



par la forêt, suivant une opinion courante jusqu'alors. En même temps il étendait l'idée de sol, ainsi qu'il appert de la définition qu'en donnait DOKOUTCHAÏEV, qui entendait par sol « les horizons superficiels des roches, plus ou moins altérés, et ce sous l'influence simultanée de l'eau, de l'air et de divers organismes, tant morts que vivants » (*in* 175, p. 75).

SIBIRTZEV écrit en 1897 que, puisque la variété des sols dépend en même temps de plusieurs facteurs, on ne saurait procéder à une classification sans formuler les combinaisons des mêmes agents de formation (climat, roche-mère, organismes, relief, etc.). (175). C'est seulement par la désagrégation des roches, si elle se produit dans des conditions physico-chimiques semblables, que peuvent s'effacer, jusqu'à un certain degré, les différences entre ces roches et que peuvent se produire des sols plus rapprochés entre eux que ne l'étaient les roches primitives. C'est ainsi qu'on détermine la classe de sols la plus importante, celles des *sols zonaux*. Il peut aussi exister des facteurs différents des autres agents de formation qui ont régi la formation des sols d'une zone. Par exemple, la roche-mère peut influencer le sol en lui imprimant d'autres caractères que ceux de la zone dans laquelle il se trouve, et il en est de même de la saturation locale des sols par l'eau. Ces sols s'appellent des *sols intrazonaux*.

VISSOTSKI, en 1899, établit des zones de sous-sols, suivant que dans ceux-ci on trouve encore les sels qui préexistaient dans la roche-mère, ou que ces sels ont été dissous et lavés en profondeur (*in* 56, p. 32). Associant au sous-sol le sol et la végétation l'auteur forme quatre zones (tableau I).

TABLEAU I

Classification de Vissotsky

Sous-sol	Sol, d'après SIBIRTZEV	Végétation
Les sels complètement lessivés	Podzol	Forêts mixtes ininterrompues
Présence du CO_3Ca	Sol gris de forêt	Forêts à feuilles caduques (surtout chênes) sur sols argileux
CO_3Ca , SO_4Ca	Tchernoziome	Steppes. Forêts seulement aux endroits mieux lessivés
CO_3Ca , SO_4Ca , ClNa , ClK , SO_4Na_2 , CO_3Na_2	Sols de steppe aride et sols salins	Formations des steppes, des déserts et des demi-déserts

Considérant le sol en lui-même comme un corps naturel, KOSOVITCH estime que la classification doit être liée aux caractères et aux propriétés intérieures du sol (84). Les facteurs de formation extérieurs, tels que climat, roche-mère, emplacement, végétation, faune et temps, concourent à la compréhension de la formation des types de sols, mais plus importantes sont les caractéristiques intrinsèques, dont la morphologie, qui est une résultante des processus physico-chimiques et biologiques.

GLINKA appelle *sols ectodynamomorphes* les sols à la formation desquels les facteurs extérieurs prévalent sur les facteurs intérieurs, et *sols endodynamomorphes* les sols dans la formation desquels intervient le caractère de la roche-mère, qui s'oppose au développement des sols qui, régulièrement, devraient se développer dans un certain endroit (56, p. 35). GLINKA, pour qui le climat est prépondérant dans le processus de formation des sols, groupe les sols ectodynamomorphes suivant le degré d'humidité des contrées où ils se sont développés. L'humidité détermine la nature de l'humus et des produits d'altération des minéraux, et plusieurs types de formation prennent naissance. Chaque type, possédant une énergie de décomposition propre, conserve ou change certains produits, et il obtient une série de propriétés caractéristiques, entre autres la morphologie (couleur, structure, texture, etc.). Ces types sont les suivants (57): latérite, podzol, sols de steppe, solonetz et sols des marais («lăcoviște»).

En tenant compte des propriétés du complexe du sol capable d'échange des bases, GHEDROÏTZ partage les sols en (50):

I. Sols saturés de bases. Lorsque le calcium ou le magnésium prédominent dans le complexe, le sol est du type tchernoziome. Lorsque dans le complexe est absorbé surtout le sodium, les sols sont du type solontchak, solonetz ou solod, ces deux derniers constituant des stades de dégradation des solontchaks (sols salins, sols alcalins).

II. Sols non saturés de bases; dans le complexe est absorbé l'hydrogène: latérite et podzol.

M. DE'SIGMOND tient compte du milieu dans lequel a lieu la formation et la lévigation du profil des sols, en distinguant trois types: lévigation acide (podzols), neutre (tchernoziomes) et alcaline (sols salins ou alcalins) (177).

Pour M. MARBUT, le sol est «la couche extérieure de l'écorce terrestre, d'ordinaire non consolidée, meuble, de l'épaisseur d'une simple pellicule à trois mètres, et qui se distingue du matériel sous-jacent par ses couleurs, structure, texture, constitution physique, composition chimique, caractères biologiques, probablement aussi processus chimiques, réaction et morphologie» (100). Dans le schéma d'une classification, les catégories principales doivent reposer entièrement sur les traits des sols dont les profils ont été soumis aux conditions nécessaires à un développement complet et normal,



Dans sa classification pédologique, M. MARBUT envisage deux grands groupements, qu'il nomme suggestivement:

a) *Pédalfer*, sols dans le profil desquels existe un mouvement ou même une accumulation des oxydes de fer et d'aluminium;

b) *Pédocal*, sols dans le profil desquels on trouve une zone d'accumulation du calcaire.

Comme nous l'avons vu, les sols ont été envisagés tour à tour suivant leur importance agricole, leur composition chimique et pétrographique et ensuite d'après leur morphologie et propriétés spécifiques des sols. Ces critères doivent être complétés par les caractéristiques déterminées au laboratoire sur des bases chimiques, physiques et minéralogiques (62). Pour terminer ce bref exposé, nous montrerons la dispersion des principaux types de sols. Ci-dessous nous donnons, d'après M. AGAFONOFF, la répartition, en pour-cent, des sols mieux connus du globe, qui mesurent au total 136 millions de kilomètres carrés (2):

Podzol et sols podzoliques	28,8 %
Latérite et sols latéritiques	14,6 %
Sols de montagne	8,2 %
Tchernoziome	5,8 %
Sols châtaîns et bruns de steppe aride	4,6 %
» bruns (Braunerde) et jaunes	3,7 %
Terra rossa	0,4 %

2. *Étude du sol en Roumanie*¹⁾. C'est en 1864 que les sols ont été mentionnés pour la première fois en termes scientifiques en Roumanie. Dans un rapport datant de cette année il est question d'un terrain dans les termes suivants: « natura este nisipoasă și foarte mult impregniată de humus vegetal... este ceiace în știință se numește în Englitera... un loams nisipos » (*in* 14, p. 161). En 1884, GR. ȘTEFĂNESCU mentionne le loess du district de Prahova, argileux et noir, qu'il appelle « un vrai tchernoïzemlo de la Russie méridionale » (185, p. 9). En 1896, M. MRAZEC cite les formations de terra rossa du plateau du Mehedinți (113), et c'est toujours lui qui s'occupe de l'origine des lacs salés de Câmpia română (Plaine roumaine) (118).

Grâce à la création de l'Institut géologique de Roumanie en 1906, l'étude des sols prend son essor, sous la direction de l'infatigable MURGOCI, qui, en 1909, présente à la conférence de Budapest la carte des zones de sols de Roumanie.

Des résultats obtenus depuis lors, nous rappellerons qu'en 1912 M. SAIDEL, en étudiant sur le terrain les sols salins, constate que la salinité est

¹⁾ Ici nous nous bornons à donner quelques indications sur le sujet. Un historique détaillé a été fait par G. MURGOCI, v. son étude dans *Int. Mitt. Bodenk.*, I, 1911, p. 544—562.



d'autant plus forte que la nappe d'eau souterraine se trouve plus près de la surface (168). M. PROTOPODESCU-PAKE étudie l'importance de la topographie pour la différenciation des sols (146). M. ENCULESCU étudie le rapport de la végétation et du sol (37). On constate que les sols de steppe aride peuvent apparaître soit comme des termes intermédiaires dans le processus génétique qui tend à produire un type spécifique aux conditions climatiques locales, soit comme un état stable caractérisant ces conditions (ENCULESCU, 36). De même, le tchernoziome dégradé constitue un état de transition au sol de forêt (ENCULESCU, 39).

A la suite des recherches entreprises par MURGOCI et ses collaborateurs, MM. ENCULESCU et PROTOPODESCU-PAKE, les sols de Roumanie ont été répartis par zones naturelles (124). On a distingué, en se fondant surtout sur les critères morphologiques de l'école russe, les zones suivantes, qui correspondent à des climats, végétations et organismes spécifiques:

1. Zone des sols du demi-désert, à sols gris ou brun clair, riches en sels solubles, pauvres en humus.

2. Zone des terres châtaines, de steppe aride. Ces sols sont argileux et argilo-sableux, formés surtout sur le loess. On trouve le carbonate de calcium dès la surface ou à une profondeur de 10—15 cm. De l'horizon à humus (appelé horizon *A*), on passe insensiblement à la roche-mère.

3. Zone du tchernoziome. Son représentant le plus répandu est le tchernoziome de couleur chocolat ou café. Il se forme surtout sur le loess et possède la structure caractéristique à petits grains. Sous l'influence de l'envahissement de la forêt dans le steppe s'est formé le tchernoziome dégradé.

4. Zone du sol brun-roux de forêt. Continuant la zone du tchernoziome dégradé, elle est surtout développée à l'ouest. Le sol est partout couvert de forêts de chênes. Structure en grains anguleux dans l'horizon *A*; la couleur brune de celui-ci passe au roux vers le bas (l'horizon *B*), où la structure devient nuciforme.

5. Zone du podzol, au profil caractéristique, l'horizon *A* gris, l'horizon *B* roux, à concrétions d'hydrates de fer.

Ce sont très succinctement mentionnés, les types principaux de sols de Roumanie, tels qu'ils ont été déterminés depuis plus de vingt-cinq ans. Il existe encore de petites étendues de sols, intercalés dans les zones principales, dont la formation est produite sous l'influence des conditions locales. Après la première carte à l'échelle de 1:2.500.000 de l'ancien royaume, paraît en 1926 la carte des sols complétée pour toute la Roumanie, à l'échelle de 1:1.500.000 (40). Les cartes de plusieurs régions ont été levées à une plus grande échelle (1:200.000 — 1:400.000). Actuellement encore à l'état de manuscrit, elles constituent le matériel d'une carte générale à l'échelle de 1:500.000.



Voici la répartition des sols de Roumanie exprimée en kilomètres carrés et en pour-cent:

	km ²	%
Sols bruns de steppe aride	4.000	1,3
Tchernoziomes châtain, chocolat et noir	52.890	17,5
» dégradés	34.080	11,3
Sols brun-roux de forêt	45.790	15,1
Podzols et sols podzoliques	132.620	43,8

B) DÉGRADATION DES SOLS

3. *Le complexe argileux.* Le sol est constitué par une partie organique et une partie minérale. Cette dernière est formée de grains de différentes dimensions, provenant soit de l'altération d'une roche en place, soit de la sédimentation, par l'eau ou le vent, du matériel déjà émiété ailleurs. La grandeur et la proportion des grains (constitution mécanique) de même que leur composition chimique diffèrent non seulement d'un sol à autre, mais souvent dans le profil d'un même sol. C'est en recherchant la variation de la composition de la partie minérale du sol qu'on étudie le processus de formation du sol. Pour cela on procède à l'analyse des échantillons des horizons, en allant jusqu'au plus profond, où l'action de formation qui avait

TABEAU II

Analyse chimique des fractions mécaniques, en pour-cents de la substance minérale sèche des fractions (d'après HENDRICK et OGG, 61)

	Gravier fin 3—1 mm	Sable grossier 1—0,2 mm	Sable fin 0,2—0,04 mm	Poussière 0,04—0,01 mm	Poussière fine 0,01—0,001 mm	Argile < 0,001 mm
SiO ₂	84,96	83,92	73,87	70,15	67,21	44,08
Al ₂ O ₃	8,56	9,34	13,47	14,04	18,91	27,64
Fe ₂ O ₃	1,10	1,12	4,21	5,86	7,85	21,81
SiO ₂ R ₂ O ₃	15,54	14,10	7,78	6,67	4,78	1,80
SiO ₂ Al ₂ O ₃	16,79	15,18	9,31	8,46	6,04	2,70
Proportion de la fraction en pour-cents du total	9,93	29,73	25,80	12,47	7,63	3,80



modifié les couches supérieures ne se manifeste plus. On trouvera ci-dessus (tableau II), d'après HENDRICK et OGG (61), la composition chimique des grains d'un sol, groupés suivant leur grandeur (le groupement correspond à celui en usage en Grande Bretagne il y a vingt ans).

On remarquera que plus la fraction est fine, plus est réduite la teneur en SiO_2 et, en revanche, plus est grande la quantité des oxydes de fer et d'aluminium (les autres constituants, se trouvant en moindre quantité, ne nous intéressent pas ici). Si la variation de la composition est continue jusqu'à la « poussière fine » inclusivement, la diminution de la silice aussi bien que l'augmentation des sesquioxides sont brusques dans la plus fine des fractions, l'« argile ». On constate une variation analogue dans d'autres analyses (165, p. 121) de la composition chimique des grains du sol.

Toutes les fractions ne jouent pas dans le sol le même rôle, ni au point de vue du processus de dégradation, ni au point de vue des propriétés. La fraction la plus grossière, le sable, forme le squelette du sol, plus résistant à l'action de désagrégation, parce qu'il est surtout constitué de quartz. La fraction intermédiaire, la poussière, forme un terme de transition. C'est sur la poussière qu'agit l'action d'émiettement, pour aboutir à la fraction suivante, la plus fine, l'argile, qui est aussi la plus intéressante, car c'est grâce à elle que se manifestent les principales propriétés physiques et chimiques du sol: plasticité, cohésion, échange des bases, etc.

Les plus anciennes analyses des sols ont été les analyses globales, pour lesquelles, envisageant le matériel comme un silicate homogène, on procédait à l'analyse de la masse entière. Mais si la fraction qui intéresse le plus, l'argile, est d'une composition tellement différente du reste du matériel, et comme d'ordinaire l'argile constitue une fraction assez réduite dans les sols normaux, ses caractéristiques chimiques se perdent dans une analyse de la masse entière. Aussi l'analyse globale, encore en faveur dans certains laboratoires, peut être comparée, quant aux résultats qu'elle donne pour l'étude des sols, aux « résultats des analyses d'animaux entiers, effectuées par les pionniers de la nutrition animale » (ROBINSON, 160, p. 353).

Il y a cependant longtemps qu'on a déterminé l'influence des fractions fines du sol, en opposition avec le squelette inerte. Il y a soixante-quinze ans, MULDER démontrait l'importance de la matière gélatineuse (colloïdale) pour la fertilité de la terre (*in* 66). VAN BEMMELEN partageait les composants de la terre agricole en deux groupes (12):

a) Composants non colloïdaux: quartz, fragments cristallins de silicates, sels simples (carbonates, phosphates, chlorures, sulfates);

b) Composants colloïdaux: substances humiques, oxyde ferrique colloïdal, silice colloïdale, silicates amorphes zéolitiques, formés par altération.

A leur tour, les silicates d'altération sont séparés par VAN BEMMELEN en silicate A, soluble sans l'acide chlorhydrique concentré,

à composition indéfinie, parce qu'avec lui sont séparés aussi la silice et les hydrates de fer libres, et en silicate B, soluble à la suite du traitement, à l'aide de l'acide sulfurique, du reste non décomposé par l'acide chlorhydrique. Le silicate B aurait une composition bien définie, à rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=2$, raison pour laquelle on l'a considéré similaire au kaolin. Le silicate A contient les particules fines, colloïdales, du sol, ayant la propriété d'absorber les cations des solutions salines; c'est pourquoi VAN BEMMELEN nomme cette partie du sol composés d'absorption.

En extrayant du sol les silicates zéolitiques au moyen de l'acide chlorhydrique, M. GANSEN (GANS) leur trouve un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui varie de 3 à 6 (48). Un sol est neutre, suivant ses vues, lorsque la composition moléculaire du silicate zéolitique est 1 Al_2O_3 , 3 SiO_2 , 1 bases, il est alcalin à plus de 1 mol bases contre 1 mol Al_2O_3 et, enfin, il est acide pour plus de 3 mols SiO_2 contre 1 mol Al_2O_3 , mais moins de 1 mol bases. M. STREMMER affirme que les zéolites du sol sont des modifications colloïdales des zéolites cristallins, à savoir des argiles allophaniques (188).

La méthode d'analyse qui consiste dans l'extraction par l'acide chlorhydrique concentré a été et reste encore en grande faveur. C'est un réel progrès par rapport à l'analyse globale, car si ce qu'on extrait du sol n'est pas une partie bien définie, il est tout au moins probable qu'étant plus soluble elle a subi dans le sol une action d'altération, de dégradation. Cette partie a été désignée du nom de complexe absorbant du sol, et on l'appelle encore, sans aucune raison déterminée, complexe zéolitique. L'acide chlorhydrique a longtemps servi à étudier la partie active du sol, quoiqu'on ait constaté qu'il dissolvait souvent aussi les minéraux assez facilement solubles, mais autrement inertes quant à l'absorption et aux autres propriétés caractéristiques.

Peu à peu on accorda plus d'attention aux particules fines du sol, l'argile, qu'on séparait au moyen d'analyses mécaniques. Le complexe absorbant étant colloïdal, sa partie minérale devra être comprise dans l'argile. Sont considérées comme colloïdales les particules aux dimensions au-dessous de $0,1\mu$, tandis que par l'analyse mécanique on sépare la fraction à particules de moins de 2μ ou 1μ . Il en résulte que l'argile renferme de nombreuses particules trop grossières pour qu'on puisse la considérer identique au complexe absorbant. M. JOSEPH pense pourtant que, pratiquement, toute l'argile (dimensions au-dessous de 2μ) peut être considérée comme étant composée de colloïdes (79). Bien qu'on crût la matière argileuse indéfinissable (64), on commença à faire des analyses chimiques totales de la fraction argileuse, soit à dimensions au-dessous de 2μ , soit au-dessous de 1μ , ou même de $0,25\mu$, et cela surtout en Amérique (W. O. ROBINSON et R. HOLMES, 161). A la suite d'analyses d'argile extraite du sol, M. G. W. ROBINSON conclut que le produit du résidu primaire de l'altération chimique des silicates est un



mélange de kaolinite et de nontronite, ou, plus exactement, de silicates hydratés ayant le même rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ de 2 (158).

La capacité d'échange est une propriété caractéristique des fractions fines du sol, pour certains auteurs seulement des plus fines, l'argile, pour d'autres aussi de la fraction à plus gros grains, la poussière. M. KERR, à la suite de séparations successives, montre que, dans tous les cas où la poussière manifestait la propriété d'absorber les cations, le phénomène n'était dû qu'à la présence des particules fines d'argile, qui adhéraient aux moins fines, sous forme de pellicules colloïdales (82). Par conséquent, on peut considérer comme établi que la capacité d'échange des sols réside entièrement dans la fraction colloïdale, argileuse. En étudiant la propriété d'échange, M. KERR aboutit à la conclusion que le sol ne contient point de zéolites, mais des minéraux de la classe des argiles, à savoir les minéraux du groupe des bentonites, composés de silicates d'aluminium hydratés, beidellite et montmorillonite.

Les argiles sont des minéraux cristallins définis; même lorsqu'elles possèdent un degré de dispersion colloïdal, ce ne sont des gels amorphes, la plupart sont constituées de grains cristallins sous-microscopiques bien définis (ROSS, 162). M. E. T. WHERRY pense que les argiles sont composées de feuillets à grande surface par rapport à leur masse, mais l'épaisseur peut être de dimensions de l'ordre de grandeur des colloïdes. Les sols ne contiennent point de kaolinite (162), il y prédominent les argiles du groupe du montmorillonite ($\text{Ca}, \text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O} \pm$, qui est le minéral caractéristique des bentonites. Parmi les minéraux les plus fréquents, on rencontre la beidellite $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} \pm$ et son isomorphe ferrique le nontronite $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} \pm$.

Le caractère cristallin des colloïdes du sol ne pouvait être déterminé à cause de la petitesse des particules, mais RAMANN admettait depuis longtemps que les colloïdes sont formés aussi bien de cristaux que de corps amorphes (150). Leur nature cristalline a été démontrée par l'examen de la diffraction des rayons X, qui donnent des photographies à raies caractéristiques aux cristaux. MM. HENDRICKS et FRY, à la suite d'examens microscopiques et de diffraction des rayons X du matériel plus fin de 1μ , extrait de différents sols, constatent que cette fraction contient des substances cristallines, quoique les auteurs ne puissent pas affirmer qu'elles soient les seuls minéraux des colloïdes (65). Dans chaque sol ils n'ont trouvé qu'un seul composé cristallin, ce qui paraît d'ailleurs assez peu probable. Les minéraux primaires du sol, tels le mica, les feldspaths ou le quartz, ne se trouvent pas parmi les composés cristallins de la fraction colloïde. Ces chercheurs décèlent eux aussi dans le sol des bentonites, montmorillonite, beidellite et halloysite.

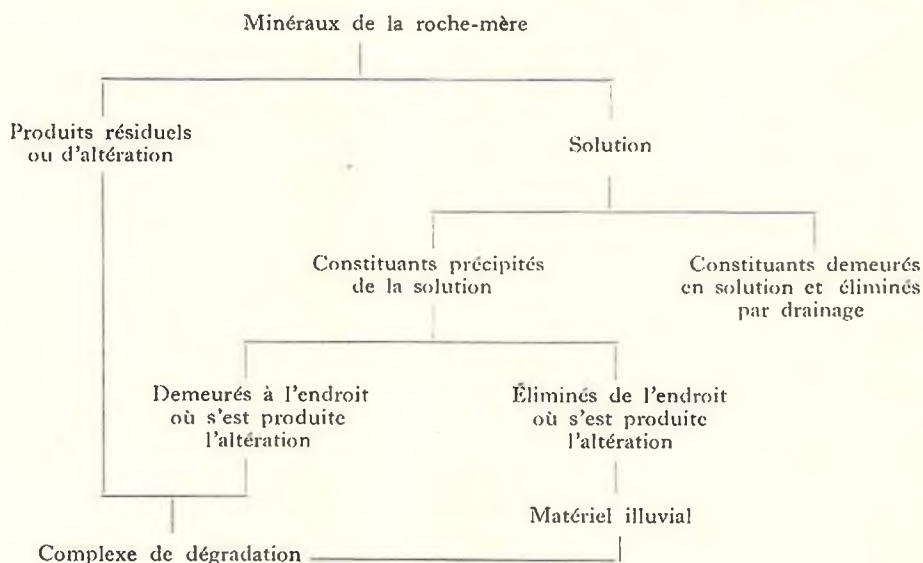
A la suite de leurs études sur l'échange des bases, M. KELLEY et ses collaborateurs concluent que le sol renferme des bentonites mais pas des zéo-

lites (81). Les composés du sol doués de la propriété d'échange sont cristallins, et les bases échangeables sont contenues tant à l'intérieur des cristaux qu'à leur surface. M. BRADFIELD constate que les propriétés physico-chimiques du kaolin colloïdal, de même que celles des mélanges de gels de silice, de fer et d'aluminium dénotent que ces substances sont en tous points différentes des colloïdes naturels extraits des sols (17). Ces derniers sont des minéraux argileux secondaires: montmorillonite, beidellite et halloysite. Le halloysite, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, que la petitesse des particules a longtemps fait passer pour amorphe, a été récemment déterminé comme étant lui aussi cristallin (ROSS et KERR, 163). MM. TRUOG et DROSDOFF trouvent en outre, parmi les colloïdes du sol, de la muscovite et du talc (194).

Ces résultats, si intéressants et pleins de promesses, peuvent être résumés comme suit:

- a) Les colloïdes du sol ne contiennent pas des zéolites, et peu de kaolin.
- b) Les colloïdes du sol sont essentiellement constitués par des minéraux cristallins argileux, du groupe des bentonites.
- c) Les résultats obtenus jusqu'à présent permettent de supposer que la partie minérale du complexe sur lequel agit le phénomène de dégradation du sol est constituée par le complexe argileux.

4. *Processus de la dégradation.* La roche qui donnera naissance au sol peut subir d'abord un émiettement mécanique, ensuite une altération chimique, par le passage en solution des composés plus facilement attaquables, suivi de leur reprécipitation. Voici le schéma que donne M. ROBINSON de l'altération chimique des roches et de la dégradation (160, p. 40):



Selon M. STEBUTT, la désagrégation chimique des silicates primaires, avec production de silice, sesquioxydes et bases, constitue la première phase du processus de dégradation, la destruction (183). La deuxième phase est la synthèse de silicates secondaires, la formation des zéolites. La troisième phase est le brisement des silicates secondaires en ses composants. A un moment donné on peut observer toutes les trois phases, mais une seule prévaut, et c'est elle qui décidera de la nature du processus de formation du sol. Là où l'humidité prédomine aura lieu la destruction. Dans les contrées froides, elle sera influencée par la réaction acide de l'humus, dans les régions chaudes par l'existence du bioxyde de carbone. En solutions diluées, SiO_2 et Al_2O_3 sont difficilement réunies, c'est pourquoi l'humidité élevée n'est pas propice à la formation des zéolites. La lévigation, c'est-à-dire l'entraînement en profondeur des colloïdes, se produit toujours dans les processus de destruction, et elle est de trois types:

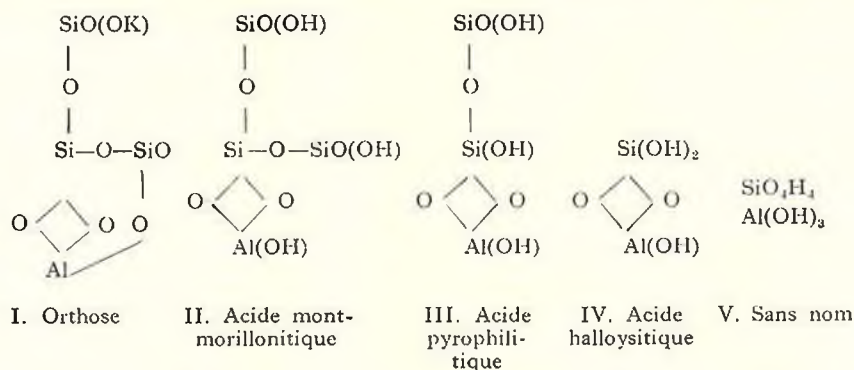
1. Podzolisation, dans laquelle la silice et les sesquioxydes sont éliminés de l'horizon supérieur;
2. Solodisation (dégradation des sols salins), à élimination des sesquioxydes et fixation de la silice;
3. Latérisation, élimination de la silice et fixation des sesquioxydes (STEBUTT, 183).

On a produit au laboratoire la dissociation des silicates par l'acide carbonique et les acides humiques (GUILLIN, 59). L'humus acide, non saturé de bases, est fortement dispersé en favorisant lui-même la dispersion et partant la lévigation des autres colloïdes du sol (WIEGNER, 200, p. 31), agissant comme colloïde protecteur auprès des hydrates colloïdaux d'aluminium et de fer, lorsque sa teneur ne dépasse pas certaines limites (AARNIO, 1). L'humus saturé de bases (surtout Ca) est coagulé et ne possède plus d'action protectrice, et par conséquent les sesquioxydes ne sont pas lévигés. Dans les sols méditerranéens à réaction alcaline, le rôle de colloïde protecteur revient à l'hydrosol de silice (REIFENBERG, 153).

Conformément aux vues les plus récentes sur le complexe argileux, M. BYERS affirme que tous les sols peuvent être considérés comme dérivant, par altération et dégradation, des roches éruptives ou de leurs produits métamorphiques (19). L'hydrolyse étant le processus fondamental qui produit les colloïdes du sol, ceux-ci peuvent être considérés comme le produit d'hydrolyse des feldspaths. L'hydrolyse des minéraux a lieu par étapes successives dans lesquelles prennent naissance des composés définis. Les différents produits qui en résultent constituent le complexe colloïdal, duquel proviennent les colloïdes. On trouve, à la page suivante, d'après M. BYERS, le schéma du processus.

Le colloïde le plus abondant du sol, associé à la matière organique, est le sel de l'acide IV, le halloysite. Il ne peut exister des composés purs, car





dans un sol donné, le complexe contient les sels de deux ou plusieurs acides. Les colloïdes ont dans le tchernoziome un rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ dépassant 3, et $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dépassant 4; $\text{SiO}_2/\text{Bases}$ environ 4. Les colloïdes de ces sols ont une composition constante tout le long des profils, possédant une forte capacité d'échange. Les colloïdes des tchernoziomes sont dominés par le complexe pyrophilitique $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. La composition est encore constante dans le profil des latérites, $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ayant la valeur d'environ 1,5, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ environ 2 et $\text{SiO}_2/\text{Bases}$ 20; la capacité d'échange est très réduite. Les colloïdes y sont dominés par la présence du complexe halloysitique $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ et le complexe sans nom $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$. Enfin, la composition des colloïdes du podzol est très variable le long du profil: tandis que, dans l'horizon blanchâtre A, le rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ peut être aussi grand que dans les tchernoziomes, dans l'horizon B il peut être aussi petit que dans les latérites.

On voit donc que la fraction colloïde du sol, tant organique que minérale, est constituée par les produits de décomposition des minéraux primaires et de la matière organique brute. Elle représente une création du sol plus stable, dans les conditions où elle s'y trouve, que les produits primaires à partir desquels elle s'est formée (BRADFIELD, 17). Dans les sols des régions humides, les particules doivent être résistantes, autrement, vu leur petitesse, elles seraient détruites par la dégradation (TRUOG et DROSDOFF, 194). Les zéolites naturels résultent eux aussi de l'altération des feldspaths mais, en raison de leur grande instabilité, par opposition à la stabilité des argiles, leur présence dans le sol semble encore moins probable (KELLEY, DORE et BROWN, 81).

En résumé, le processus de dégradation consiste dans la production, par l'altération des silicates primaires, de silicates secondaires, l'argile, en même temps que dans la production d'humus. Les types des produits de la dégradation et leurs agissements dans le profil d'un type de sol dépendra de toutes les conditions qui régissent la formation de ce sol. C'est en étudiant ces produits, humus et argile, dans les profils de quelques sols, que nous examinerons la nature du processus.

PREMIÈRE PARTIE

DESCRIPTION DE LA RÉGION

I. RELIEF ET SÉDIMENTS

5. *Situation géographique.* La région étudiée par nous est située dans la partie S du district de Dolj. Ayant à l'E et au N une limite naturelle, la vallée du Desnățuiul, elle aboutit à l'W à la ligne qui passe par les communes Plopșor, Vârtop, Rudari et à l'W de Băilești, tandis qu'au S la limite est parallèle à la voie ferrée Craiova-Calafat. SABBA ȘTEFĂNESCU, qui fut le premier à étudier la géologie du district, désigne la partie septentrionale de cette région sous le nom de terrasse du Jiu, ou région des plateaux, la limitant par la ligne conventionnelle Plenița-Radovanul (187). Cette partie, qui semble réellement être un plateau, est à la vérité assez bien séparée de la région suivante, que S. ȘTEFĂNESCU appelle la terrasse du Danube ou région des plaines. On passe, en effet de la région des plateaux à la plaine, par une berge à pente assez raide entre Rudari et Galicea Mare, haute en moyenne de 50 à 60 mètres. De Galicea Mare vers l'E, la transition devient beaucoup plus douce, par une pente qui est plus sensible au S de Giubega, de la forêt Intorsura et de Lipovul de Sus.

Suivant la division de M. DE MARTONNE, les deux régions appartiennent, celle du N aux basses collines, celle du S à la terrasse danubienne (103, p. 156—157). M. IONESCU-ARGETOIAI distingue d'un côté la zone des plateaux ou des hautes plaines, de l'autre la terrasse danubienne ou région des basses plaines (72, p. 266). Cette division, en comprenant celles précédemment proposées, correspond très bien à la situation du terrain et peut être conservée.

- 6. *Relief.* La vallée du Desnățuiul, dont le cours supérieur coïnciderait avec l'axe de la dépression gétique (IONESCU-ARGETOIAI, 72, p. 276), après avoir baigné les pieds des collines de Ciutura, change brusquement sa direction NW-SE, poussée vers le S par la vallée de Terpezița. La vallée du Desnățuiul, qui peut atteindre jusqu'à un km en largeur et plus de 60 m en profondeur, à bords symétriques dans la partie supérieure, présente un aspect sans proportion avec le fil d'eau qui coule paresseusement dans un lit



large d'à peine 2—3 m. Dès qu'il devient un affluent de la Terpezița, le Desnățuiul creuse sa vallée encore plus profondément en serpentant sous son bord gauche, une berge presque verticale de 80 m de hauteur, tandis que sur la rive droite apparaissent deux terrasses qui deviennent de plus en plus évidentes. Près de Radovan, il reçoit sur sa droite les eaux du ruisseau Bă-răguieu, qui, après avoir imité en petit l'allure du Desnățuiul, est attiré par celui-ci.

Dès qu'elle sort de la région des plateaux, dont la limite méridionale se dirige vers Șegarcea par Dealul Robului, la vallée du Desnățuiul est réduite à son importance actuelle. Seul le bord gauche s'élève encore pendant quelque temps de la plaine. En aval de Cerățul, elle devrait recevoir les eaux du Jivanul, mais celui-ci, après avoir bravement percé les bancs de graviers de Perișorul, disparaît dans le sous-sol avant d'atteindre le Desnățuiul. Tel est, presque, aussi le sort du Desnățuiul lui-même, car, avant d'aboutir au Danube, ses eaux s'infiltrent dans les sables par l'intermédiaire desquels il communique avec la Balta Cârna.

Après sa sortie des Portes-de-Fer, le cours du Danube s'étendait autrefois plus au N, les alluvions des rivières déplaçant par la suite son lit peu à peu (DE MARTONNE, p. 302). Son cours le plus septentrional est indiqué par la ligne de partage, assez nette, nous venons de le dire, de la région des hautes plaines et celle des basses plaines. Le profil transversal de la vallée du Desnățuiul dénote que celle-ci a été creusée au plus tard à cette époque. Tandis que le Danube se retirait au S, les eaux du Desnățuiul baissaient de plus en plus au point de ne pouvoir, dans la position actuelle du Danube, même plus l'atteindre directement.

Des coupes E-W par la région indiquent, abstraction faite des vallées, un très faible pendage vers l'E, tandis que le pendage vers le S est de beaucoup plus fort. Les vallées, très nombreuses et relativement profondes dans la région des hautes plaines (20—30 m), suivent une direction WNW-ESE. Si, dans la partie méridionale, cette direction s'explique par celle des dunes, que suivent les petits cours d'eau temporels, dans la partie septentrionale, où les dunes font défaut, on peut l'attribuer au vent dominant du WNW, car il ne saurait être question de l'influence des couches levantines, elles aussi faiblement inclinées vers le SE (DE MARTONNE, 103, p. 151), qu'aucune des petites vallées n'atteint.

La partie du N, celle des hautes plaines, contemplée d'un point quelconque de son étendue, apparaît comme un terrain plan, interrompu seulement par les forêts de chênes, restes de la grande forêt qui, il y a 75 à 80 ans, le couvrait encore presque entièrement. Les vallées qui la découpent, tout en devenant plus profondes vers l'E, ne modifient nullement l'impression que nous trouvons dans une plaine unie. Vers le S, les vallées qui ne débouchent pas dans le ruisseau Jivanul s'écoulent sur la pente du terrain



jusqu'à ce que, arrivées dans la terrasse danubienne, elle reprennent leur direction au SE.

Maintenant le terrain s'incline doucement vers le Danube. Entre Galicea Mare et Băilești, le relief est ondulé par les dunes de sable qui aboutissent ici, tandis que plus au S elles arrivent, sur une bande étroite, presque jusqu'au Desnățuiul. Entre Galicea Mare et les dunes, les eaux réduites de Baboia suivent leur cours tracé par un canal. A Corlatele, la colline, trop haute et trop dure pour ces eaux, les a forcées de s'écouler vers l'W, et elles ne réussissent à recouvrer leur direction qu'en débouchant dans les basses plaines. Entre Siliștea Crucii et Amzulești, Baboia reçoit plusieurs petits affluents dans une dépression qui se continue par la vallée Baboia, peu profonde mais large d'environ deux kilomètres, limitée au S par les dunes sur lesquelles s'élèvent de nombreux tumuli. Disséminés par-ci par-là dans la haute région, les tumuli deviennent de plus en plus nombreux vers le S, indiquant en quelque sorte la répartition de la densité de la population préhistorique.

Serré entre deux dunes plus élevées, le canal Cilieni pénètre dans la commune urbaine de Băilești et contourne par le N les dunes fixées au moyen de plantations de robiniers faux-acacias. Ces dunes figurent sur la carte sous le nom de Nisipurile Băilești. Les eaux de Cilieni sont attirées au S dans une dépression qui, quoique presque desséchée, par les vallées qui la relie aux marais du Danube, dénote une origine analogue à celle de ces marais.

7. *Sediments*. Gr. ȘTEFĂNESCU pensait que toutes les plaines à partir de 50—60 km à l'W de București étaient tertiaires (184). SABBA ȘTEFĂNESCU affirme que la surface contient du loess recouvrant trois couches de Pliocène, à savoir (187, p. 413):

I. Marnes et argiles supérieures;

II. Sables;

III. Marnes et argiles inférieures.

Avant lui, PORUMBARU décrivait la couche supérieure, quaternaire, comme du sable couvert d'humus, ou simplement «une masse rougeâtre» (143).

M. IONESCU-ARGETOAI A affirme que la zone des hautes plaines recouvrant les dépôts levantins renferme des marnes et de la terra rossa, et plus au S, près du bord de la zone, des graviers qui représentent tout au plus le Levantin supérieur (72, p. 271). Les graviers du Bărăgan proviennent des Carpates et constituent la base du Quaternaire (MRAZEC, 114). MURGOCI attribue lui aussi les graviers au Quaternaire, ceux de la Munténie (119) aussi bien que ceux de l'Olténie (127).

Les graviers constituent la base du bord qui sépare les deux zones géographiques. On rencontre, sur les bords de la vallée Tencănuș, des couches entrecroisées de cailloux fins alternant avec des sables jaunes, à bandes rouilleuses et noires. Dans les vallées plus profondes du N, tels Desnățuiul et



Tencănaul, on n'aperçoit pas de bancs de gravier grossier, comme au S. Les bords sont ici constitués surtout d'alternances de sables jaunes, stratifiés, à points rouges, avec, plus bas, des marnes et argiles, jaunes et grises. Dans le Dealul Tângan, au-dessous d'un sable rouge à petits cailloux, qui à sa partie supérieure est cimenté par le calcaire lavé des horizons supérieurs, on observe une couche de sable jaune et plus bas encore des marnes grises. Disséminés dans celle-ci, nous avons trouvé de nombreux coquillages de *Vivipara* et *Unio*, mais leur état d'altération ne permet pas d'en déterminer l'espèce.

Les graviers font l'objet d'exploitation dans les carrières de Dealul lui Chirilă, Rudari, Galicea Mare et Perișorul. On observe, dans les trois premières, des couches de gravier à intercalations de sables à stratification entrecroisée. Les graviers présentent des bandes de couleur noire, brune, rouille, qui proviennent d'une fine poussière qui les recouvre. La couche de gravier s'amincit vers l'E au fur et à mesure que diminue la dimension des éléments. A Perișorul, on aperçoit sous les graviers la couche d'argile grise.

Revenons aux sédiments superficiels, qui nous intéressent particulièrement. C'est SABBA ȘTEFĂNESCU qui, le premier, fait mention du loess (187, p. 417 et suivantes). Il en distingue deux variétés: le loess des collines, déposé par les eaux au commencement du Quaternaire, et un loess des vallées, plus récent, d'un rouge vif, à texture compacte. Pour SABBA ȘTEFĂNESCU il ne subsiste guère de confusion; selon les idées dominantes de l'époque, il considère le loess comme un dépôt aquatique (90). M. IONESCU-ARGETOIAI, après avoir décrit un limon roux ressemblant à la terra rossa, déposé, à son avis, dans le lac peu profond demeuré après la retraite du grand Lac levantin (72, p. 276), découvre sous celui-ci une couche de loess (*ibid.*, p. 332). Il y a évidemment confusion entre le loess et des dépôts aquatiques, à texture en quelque sorte semblable. M. MRAZEC insiste sur la nature éolienne du loess (116) et constate que toutes les formations quaternaires argileuses de l'W de Câmpia română sont des limons sans aucun rapport avec le loess éolien (114). C'est ce que remarque, un peu plus tard, aussi M. DE MARTONNE (102, p. 180).

Nous n'avons pas trouvé de loess pur dans notre région. La roche-mère des sols est un limon, d'une teinte rousse de plus en plus vive à mesure qu'on avance au N, très argileux, calcaire, contenant de rares petits cailloux pour la plupart altérés. Si, par endroits, ce limon ressemble au loess, la présence constante des cailloux ne permet pas de douter de son origine. Au fur et à mesure qu'on avance vers le S, on rencontre un limon de moins en moins argileux, mêlé aux poussières éoliennes provenant des nuages de grains fins qui constituaient une espèce d'avant-garde aux sables allant former les dunes dans le coin du SW. Le loess occupe d'ailleurs de faibles étendues plus à l'W sur le plateau de Plenița, à 200 mètres d'altitude, et on trouve



TABLEAU III

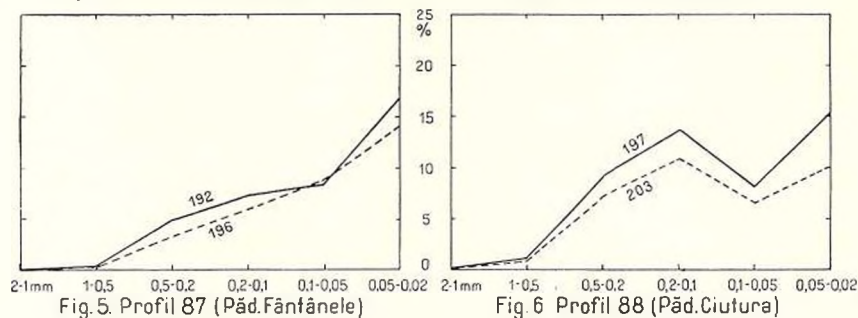
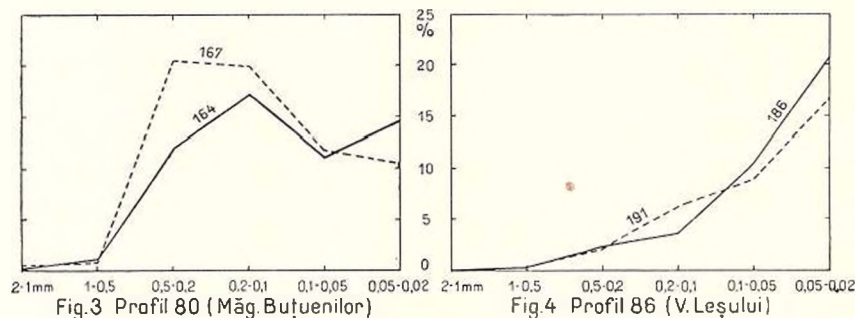
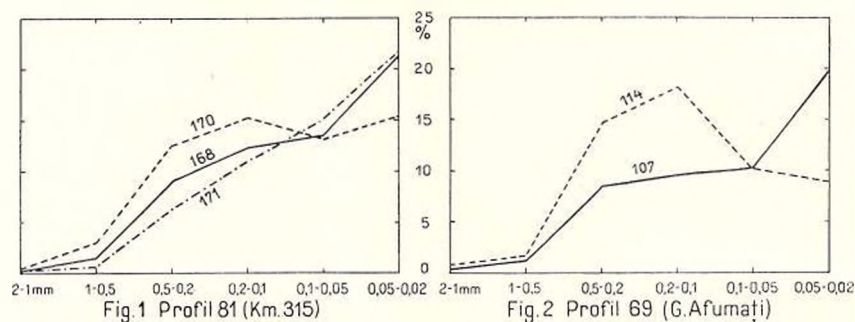
Analyse mécanique de la fraction sable

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	2—1 mm %	1—0,5 mm %	0,5—0,2 mm %	0,2—0,1 mm %	0,1—0,05 mm %	0,05—0,02 mm %	Total sable %	Moins de 0,02 mm %
81 Km 315	168	0—20	—	1,5	9,1	12,3	13,5	21,6	58,0	38,2
	170	105—115	0,3	2,9	12,5	15,2	12,7	15,4	59,0	24,4
	171	165—175	0,2	0,7	6,3	11,1	15,1	21,9	55,3	30,8
69 G. Afumați	107	0—20	0,3	1,1	8,4	9,6	10,3	19,8	49,5	46,0
	114	350—370	0,7	1,7	14,7	18,2	10,2	8,9	54,4	21,8
80 Măgura Bușenilor	164	0—20	—	1,0	11,9	17,2	10,9	14,4	55,4	40,5
	167	170—180	0,3	0,8	20,4	19,9	11,2	10,5	63,1	25,6
86 Valea Leșului	186	0—20	—	0,2	2,4	3,8	10,7	21,1	38,2	56,3
	191	220—230	—	0,2	2,3	6,3	9,1	17,1	35,0	48,4
87 Pădurea Fântânele	192	0—20	—	0,2	4,9	7,4	8,4	16,8	37,7	56,4
	196	230—240	—	0,1	3,3	6,0	8,6	14,2	32,2	57,9
88 Pădurea Ciutura	197	0—15	0,1	1,2	9,3	13,8	8,3	15,6	48,3	46,2
	203	240—250	tr.	0,9	7,3	11,0	6,7	10,2	36,1	62,5
75 Catanele Noi	149	0—20	—	tr.	0,9	4,6	13,9	25,4	44,8	44,4
78 Conacul M. Faranga	158	0—20	—	0,3	14,0	43,2	12,6	9,9	80,0	17,2

un loess moins fin, aussi au S. Le matériel entraîné sur les pentes par les eaux, mêlé aux poussières éoliennes provenant de l'W, constitue la roche-mère principale des sols de la basse plaine, à l'E des dunes de sable. Aux environs de la commune d'Urzicuța, la roche-mère est une marne sableuse, meuble, qui apparaît toujours plus au S, là où la surface a été érodée ou n'a pas été recouverte par le matériel éolien.

G. H. LEOPOLD (94) et J. VAN BAREN (9) décrivent un limon erratique rouge des Pays-Bas, assez semblable au limon du N de notre région. Pour

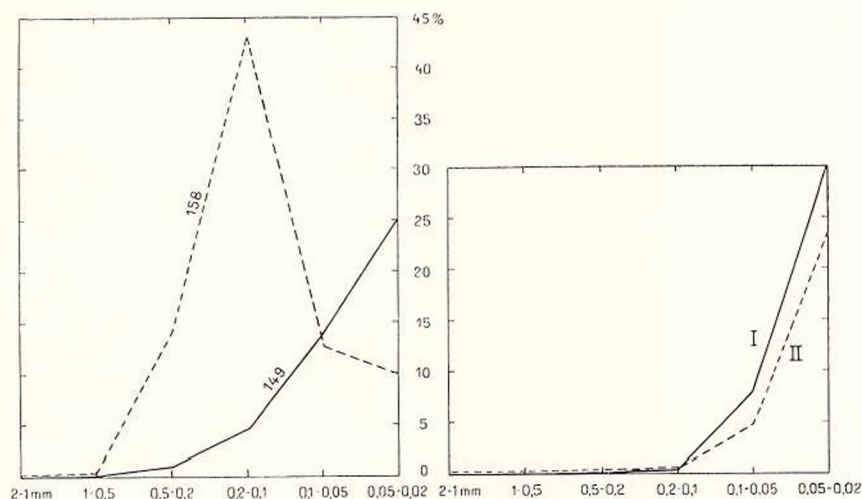
comprendre le rapport génétique pouvant exister entre ces limons erratiques et le limon de notre région, il faut se rappeler que M. MRAZEC avait démontré dès 1896 l'existence des glaciers dans le massif de Parângul (114, 115), question étudiée ensuite par M. DE MARTONNE (102). M. MRAZEC explique la formation des terrasses fluvio-glaciaires de la vallée supérieure du Jiu par le fait que les torrents débouchant du massif Parângul, transportent les limons qui constituent le matériel d'émiettement glaciaire (117). Les eaux qui s'écou-



laient des Carpates peuvent donc avoir transporté et déposé, dans la dépression démeurée après la retraite du Lac levantin, le limon diluvial, très finement broyé, avec du matériel plus grossier. Pour qu'on puisse considérer ce limon comme une terra rossa, il faudrait que les conjonctures ayant succédé à la retraite complète des eaux eussent permis la formation de cette terre. En aucun cas on ne peut dire qu'un dépôt rouge quelconque est une

terra rossa, qui est un produit sur place, en des conditions spécifiques. Nous reviendrons plus loin sur cette question.

M. SIMIONESCU attribue au limon du N de la Moldavie une origine en rapport avec les phénomènes glaciaires, se refusant à considérer ce limon comme du loess, c'est-à-dire à lui attribuer une origine éolienne (180). Il a été déposé lorsque les eaux provenant de la fonte des glaciers de Galicie occupaient toute la surface du plateau sarmatien non modelé encore (181).



8. *Nature des sédiments d'après leur constitution mécanique.* Pour établir la nature des dépôts de la région avec le maximum de précision, nous avons exécuté des analyses mécaniques détaillées de la fraction sable (grains au diamètre 2—0,02 mm) séparée des sols. Outre le matériel extrait de quelques profils d'entre les limites de la région, nous avons analysé encore deux échantillons caractéristiques: un échantillon de sable des dunes du profil 78 (Conacul Faranga, quelques km à l'W de Băilești) et un échantillon de loess du profil 75 (Catanele Noi, à quelques km au S de Boureni).

On trouve dans le tableau III les résultats, représentés aussi dans les figures 1—7. Dans la fig. 8 sont schématisées deux analyses de loess typique de la Câmpia română et de la Dobrogea (POPOVĂȚ, 142), dans la fig. 9 les analyses moyennes d'après M. QUIRING (149). La transformation des résultats, en vue de correspondre aux groupes de grains de notre classification, a été effectuée par interpolation dans les courbes de sommation de ROBINSON (157).

M. QUIRING constate que la fraction 0,05—0,01 mm est caractéristique du loess (chez nous 0,05—0,02 mm), tandis que pour le « Hochflutlehm » la fraction caractéristique est 0,2—0,1 mm. Deux maximums, pour 0,2—0,1 mm et 0,05—0,02 mm prouvent qu'on

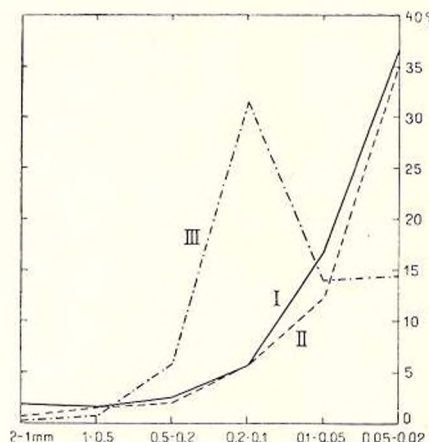


Fig. 9. — Composition mécanique moyenne de la fraction sable (d'après Quiring)

I, Loess ancien; II, loess récent; III, Hochflutlehm.

a affaire à un matériel mêlé. On voit d'après les fig. 7 et 8 que le loess n'a point de sable à grains tant soit peu grossiers, comme celui de la fig. 9. Or, on a constaté que des grains de plus de 0,1 mm d'épaisseur ne peuvent flotter dans l'air (UDDEN, in 136), observation d'ailleurs en accord avec toutes les analyses de loess effectuées par nous. Aussi croyons-nous que le matériel du loess de la vallée du Rhin, analysé par M. QUIRING, n'est pas très pur, au moins en partie. Notre refus de considérer comme loess pur le matériel renfermant des grains grossiers de sable en quantité appréciable est corroboré par le fait que même le sable des

dunes (fig. 7) ne contient guère des grains au-dessus de 0,5 mm. Il se peut pourtant que les grains plus grossiers qui apparaissent dans la fig. 9 (M. QUIRING) soient dus au carbonate de calcium du loess (concrétions formées après le dépôt, par lessivage du carbonate uniformément réparti dans la masse primitive), car l'auteur omet d'indiquer si les échantillons ont été traités à l'acide chlorhydrique. Quant à nos analyses, nous nous bornerons pour le moment à spécifier que le carbonate a été dissous des échantillons. Le procédé d'analyse est indiqué au chapitre V.

II. LE CLIMAT

9. *Fonctions climatologiques.* Le climat est un facteur d'importance capitale tant au point de vue théorique, pour le rôle qu'il joue dans l'établissement des zones de sols, qu'au point de vue pratique, dans l'agriculture. La formation du profil d'un sol étant due à la circulation des solutions aqueuses à travers ce profil, c'est de la quantité d'eau tombée à la surface d'un sol que dépendra l'intensité du processus. Toute la quantité d'eau tombée ne pénètre pourtant pas dans le sol, une fraction importante étant rendue à l'atmosphère par l'évaporation. Cette dernière étant proportionnelle à la

température, il faudra, pour apprécier l'humidité retenue par le sol, tenir compte de la température aussi bien que de l'eau tombée. La fonction la plus simple remplissant cette condition est définie par le quotient de la quantité des précipitations moyennes annuelles en mm et la température moyenne annuelle, quotient que M. LANG appelle *facteur de pluie* (88).

Parmi les nombreuses fonctions proposées en climatologie, nous avons choisi, pour les raisons déjà indiquées par M. CERNESCU (22), l'indice

d'aridité. M. DE MARTONNE définit celui-ci par le quotient $\frac{P}{T + 10}$, où P représente la quantité totale des précipitations en mm et T la température moyenne en degrés centigrades (106). Pour calculer l'indice d'aridité mensuel, on substitue à P les précipitations mensuelles multipliées par 12.

On peut évaluer la répartition des pluies pour chaque mois en rapportant la quantité mensuelle en pour-cent de la quantité annuelle. Étant donné l'inégalité des mois, on divise le chiffre obtenu de cette manière par un coefficient qui représente la longueur du mois respectif par rapport à l'année entière. Le quotient obtenu est le *coefficient pluviométrique* d'ANGOR (*in* 134).

Le rapport du nombre des jours à précipitations appréciables (au-dessus de 1 mm) et le nombre total des jours à pluie (au-dessus de 0,1 mm) indiquera, croyons-nous, la fréquence des précipitations abondantes. Enfin, en divisant la quantité, en mm, des précipitations par le nombre des jours de pluie ou de neige (> 1 mm), nous obtenons la quantité moyenne d'eau tombée dans un seul jour de pluie ou de neige. Cette dernière valeur nous permettra d'apprécier, d'une manière assez approximative, il est vrai, la proportion d'eau utilisée, qui assurément sera d'autant plus forte que la pluie a été plus abondante. Il est regrettable qu'on ne possède pas de données sur la durée des pluies; elles eussent été utiles, car on a reconnu, par exemple, que l'eau d'une pluie à intensité moyenne de 1 mm par heure est complètement absorbée par un terrain dont l'inclinaison n'est pas trop prononcée (24).

La plante a besoin, pour son développement, d'une certaine température. On connaît depuis longtemps la notion d'*intégrale des températures*: c'est la somme des températures moyennes diurnes nécessaire à la végétation complète d'une plante. A la suite de ses expériences, M. GESLIN trouve que la somme des températures nécessaire à la germination du blé est de 40°,3 à la surface du sol, 121°,7 à la profondeur de 5 cm et 155°,3 à la profondeur de 10 cm (52). La somme des températures pour la végétation complète du blé d'automne est 1960°—2250°, pour le blé de printemps 1870°—2225°, pour le maïs 2370°—3000° (47).

Pour conclure les considérations sur l'utilisation des données climatologiques, nous ajouterons qu'on a formulé certaines propriétés du sol en fonction de ces données. C'est ainsi qu'on a trouvé qu'aux États-Unis, pour



TAB
Station
Données

Mois et saisons	Température de l'air									
	Moyennes pour 32 ans (1895-1915 et 1920-1930)	Extrêmes moyennes 1896-1915		Extrêmes absolues 1894-1924			Jours			
		Maxima	Minima	Maxima	Minima	Différence	De gelée Min. $\leq 0^{\circ}$	D'hiver Max. $\leq 0^{\circ}$	D'été Max. $\geq 25^{\circ}$	Tropicaux Max. $\geq 30^{\circ}$
Janvier	-2,2	1,8	-6,2	17,5	-27,0	44,5	28,0	11,3	—	—
Février	-0,2	5,1	-3,6	23,3	-20,6	43,9	20,0	5,0	—	—
Mars	5,6	10,8	1,0	25,4	-17,5	42,9	12,7	0,5	0,1	—
Avril	11,2	17,0	5,3	31,5	-5,5	37,0	1,8	—	1,6	0,1
Mai	16,9	23,4	10,8	35,1	-1,0	36,1	0,0	—	11,2	2,2
Juin	20,4	27,2	14,2	38,0	4,5	33,5	—	—	23,6	6,4
Juillet	22,6	29,7	16,0	41,5	7,5	34,0	—	—	28,5	15,6
Août	22,0	29,3	15,2	41,0	7,0	34,0	—	—	28,0	14,8
Septembre	17,3	24,3	11,4	35,6	-3,0	38,6	0,1	—	13,7	4,0
Octobre	11,7	17,5	6,8	30,2	-9,0	39,2	1,6	—	3,5	0,1
Novembre	4,9	9,0	1,5	24,5	-15,7	40,2	12,5	1,5	—	—
Décembre	0,2	4,0	-2,3	19,5	-26,0	45,5	21,1	5,6	—	—
Annuel	10,9	16,6	5,8	41,5	-27,0	68,5	97,8	24,0	110,2	43,5
Hiver	-0,7	3,6	-4,1	23,3	-27,0	50,3	69,1	21,9	—	—
Printemps	11,2	17,0	5,7	35,1	-17,5	52,6	14,5	0,5	12,9	2,4
Été	21,7	28,7	15,1	41,5	4,5	37,0	—	—	80,1	36,9
Automne	11,3	16,9	6,6	35,6	-15,7	51,3	14,2	1,5	17,2	4,2

LEAU IV

Craiova

climatologiques

Humidité de l'air		Précipitations atmosphériques			Indices d'aridité	Coefficients pluviométriques	Mois et saisons
Absolue mm	Relative %	Moyennes pour 32 ans (1895-1915 et 1920-1930) mm	Jours à				
			≧ 0,1 mm	≧ 1,0 mm			
3,4	80,7	37,2	7,8	6,2	57,2	0,80	Janvier
3,9	76,1	26,7	7,3	5,2	32,7	0,62	Février
4,8	68,4	31,6	8,4	6,4	24,3	0,67	Mars
6,2	61,3	44,4	9,2	6,7	25,1	0,99	Avril
8,8	59,2	64,0	10,4	8,3	28,5	1,38	Mai
11,0	38,5	75,5	10,2	7,7	29,8	1,67	Juin
11,6	54,9	57,8	7,0	5,4	21,3	1,24	Juillet
11,2	54,8	42,4	5,6	4,5	15,9	0,91	Août
9,7	63,7	43,5	6,2	5,2	19,1	0,96	Septembre
7,9	74,0	47,5	6,5	5,2	26,3	1,01	Octobre
5,5	80,9	41,6	8,4	6,2	33,5	0,93	Novembre
4,4	85,4	37,6	7,5	5,4	44,2	0,80	Décembre
7,4	68,1	549,8	94,5	72,4	26,2	—	Annuel
3,8	80,7	101,5	22,6	16,8	43,7	0,75	Hiver
6,6	62,9	140,0	28,0	21,4	26,6	1,01	Printemps
11,3	56,2	175,7	22,8	17,6	22,2	1,26	Été
7,7	72,8	132,6	21,1	16,6	24,9	0,97	Automne

l'isotherme de 11°C, la profondeur de la zone de lessivage des carbonates dans le sol est donnée par la relation

$$\text{Profondeur} = 6,5 (P - 30,5),$$

et la quantité d'argile (en pour-cent) par

$$\text{Argile} = 0,364 P + 1,33,$$

où P représente la hauteur en cm des précipitations (JENNY et LEONARD, 76)

10. *Le climat actuel.* Suivant M. DE MARTONNE, le climat de la Munténie est compris dans le régime continental, méditerranéen-danubien (105). Par rapport à la Munténie, M. DE MARTONNE constate pour le climat de l'Oltenié des caractères se rapprochant des caractères méditerranéens. Il en trouve l'explication dans le développement du régime des vents qui, à Craiova, a comme directions dominantes le NW et l'W, tandis qu'à Brăila prévaut

TABLEAU V

Station Rast

Période 1896—1915

Mois et saisons	Température moyenne ¹⁾	Précipitations moyennes mm	Jours à précipitations		Rapport entre les jours à > 1,0 mm et les jours à > 0,1 mm	Quantité moyenne d'eau tom- bée un jour à > 1,0 mm	Indices d'aridité	Coefficients plu- viométriques
			> 0,1 mm	> 1,0 mm				
Janvier	— 1,2	36,6	4,7	4,5	96	8,1	49,9	0,80
Février	1,1	32,8	4,4	4,0	91	8,2	35,5	0,79
Mars	6,3	31,2	4,2	3,9	93	8,0	23,0	0,68
Avril	11,3	42,6	5,3	5,2	98	8,2	24,3	0,98
Mai	17,2	67,2	6,9	6,7	97	10,1	29,6	1,47
Juin	21,1	64,9	5,5	5,5	100	11,8	25,4	1,48
Juillet	23,1	41,8	3,8	3,6	95	11,6	15,2	0,92
Août	22,6	33,3	3,9	3,8	97	8,8	12,3	0,73
Septembre	18,0	44,7	4,1	4,0	98	11,2	19,1	0,98
Octobre	12,2	58,8	5,1	5,0	98	11,8	31,8	1,28
Novembre	5,1	52,3	5,5	5,3	96	9,9	41,6	1,18
Décembre	1,4	31,4	3,9	3,7	95	8,5	33,0	0,68
Annuel	11,5	537,6	57,3	55,2	96	9,7	25,6	—
Hiver	0,1	100,8	13,0	12,2	94	8,3	40,5	0,76
Printemps	11,6	141,0	16,4	15,8	96	8,7	26,2	1,04
Été	22,3	140,0	13,2	12,9	97	10,7	18,3	1,03
Automne	11,8	155,8	14,7	14,3	97	11,0	28,6	1,16

¹⁾ D'ap Calafat.

le vent rude de NE (103, p. 40). C'est à l'influence du climat méditerranéen qu'attribue MURGOCI la formation des sols en Olténie, où prédomine le sol brun-roux de forêt (121).

Pour caractériser le climat de la région qui fait l'objet de notre étude, on a utilisé les données fournies par l'Institut Météorologique de Roumanie ¹⁾. La plus proche des stations de 2-e ordre est celle de Craiova (fig. 10). De 1904—1916 une station de ce genre fonctionnait aussi à Calafat, mais elle a été supprimée après la guerre. L'insuffisance du laps de temps ne permettant pas d'employer les données telles quelles, nous avons calculé et utilisé les moyennes des différences par rapport à Craiova. C'est ainsi qu'on

TABLEAU VI

Station Segarcea

Période 1896—1915

Mois et saisons	Température moyenne ¹⁾ mm	Précipitations moyennes mm	Jours à pré- cipitations		Rapport entre les jours à > 1,0 mm et les jours à > 0,1 mm	Quantité moyenne d'eau tom- bée un jour à > 1,0 mm	Indices d'aridité	Coefficients plu- viométriques
			> 0,1 mm	> 1,0 mm				
Janvier	— 2,5	30,2	5,3	4,5	85	6,7	48,3	0,73
Février	0,6	28,6	5,7	4,5	79	6,4	32,4	0,75
Mars	5,5	38,6	7,0	5,3	76	7,3	29,9	0,93
Avril	10,8	41,0	7,1	6,0	85	6,8	23,7	1,02
Mai	16,7	48,3	7,3	6,5	90	7,4	21,7	1,15
Juin	20,4	61,2	7,1	6,5	92	9,4	24,2	1,52
Juillet	22,5	45,6	4,8	4,1	85	11,1	16,3	1,09
Août	21,9	36,7	3,7	3,3	89	11,1	13,8	0,88
Septembre	17,3	46,7	4,5	3,8	84	12,3	20,5	1,16
Octobre	11,6	39,8	5,1	4,5	88	8,8	22,1	0,95
Novembre	4,7	43,1	6,3	5,5	87	7,8	35,2	1,07
Décembre	0,7	30,7	5,9	4,5	76	6,8	32,6	0,73
Annuel	10,9	490,5	69,8	59,0	85	8,5	23,5	—
Hiver	— 0,4	89,5	16,9	13,5	80	6,6	38,2	0,74
Printemps	11,0	127,9	21,4	17,8	83	7,2	24,3	1,04
Été	21,6	143,5	15,6	13,9	89	10,5	18,2	1,16
Automne	11,2	129,6	15,9	13,8	87	9,6	24,5	1,06

¹⁾ D'après Craiova.

¹⁾ Voir ouvrages cités, Nos 18 et 28. Certaines données inédites nous ont été fournies avec beaucoup d'amabilité par les membres de l'Institut Météorologique, notamment par M. TR. PETRESCU. Qu'ils veuillent trouver ici l'expression de nos remerciements.



a constaté que la température de Calafat est constamment supérieure à celle de Craiova.

Dans toute la région il n'existe qu'une seule station pluviométrique, celle de Vâropt, dont les observations s'étendent jusqu'à 1916. On a aussi utilisé les données des stations rapprochées, celles de Rast et de Șegarcea. On a assigné aux stations pluviométriques, d'après leur position géographique, les températures de Craiova, de Calafat, ou la moyenne des deux. Toutes les données, de même que les différentes fonctions climatologiques calculées par nous, figurent dans les tableaux IV—VII. Un examen de ces tableaux permet de caractériser ce climat, que nous résumons comme suit:

La température moyenne annuelle est comprise entre $10^{\circ},9$ et $11^{\circ},5$ C, le mois le plus froid (janvier) de $-1^{\circ},2$ à $-2^{\circ},5$, et le mois le plus chaud (juillet) de $22^{\circ},5$ à $23^{\circ},1$. Cinq mois de l'année accusent une température moyenne inférieure à 11° , un seul mois enregistrant une température au-dessous de 0° . Les précipitations annuelles donnent 490—540 mm, la plus

TABLEAU VII
Station Vâropt
Période 1896—1915

Mois et saisons	Température moyenne ¹⁾	Précipitations moyennes mm	Jours à précipitations		Rapport entre les jours à $> 1,0$ mm et les jours à $> 0,1$ mm	Quantité moyenne d'eau tombée un jour à $> 1,0$ mm	Indices d'aridité	Coefficients pluviométriques
			$> 0,1$ mm	$> 1,0$ mm				
Janvier	-1,9	31,0	4,5	4,2	93	7,4	45,9	0,67
Février	0,8	47,3	4,7	4,7	100	10,1	52,6	1,14
Mars	5,9	36,3	4,6	4,6	100	7,9	27,4	0,79
Avril	11,0	29,7	4,0	4,0	100	7,4	17,0	0,67
Mai	16,9	73,6	6,8	6,5	96	11,3	32,8	1,60
Juin	20,7	64,0	5,3	5,2	98	12,3	25,0	1,45
Juillet	22,8	44,0	3,3	3,3	100	13,3	16,9	0,95
Août	22,2	30,9	2,5	2,3	92	13,4	11,5	0,67
Septembre	17,6	42,3	3,4	3,3	97	12,8	18,4	0,95
Octobre	11,9	55,7	4,1	3,9	95	14,3	28,7	1,21
Novembre	4,9	52,3	4,7	4,5	96	11,6	42,1	1,18
Décembre	0,9	33,7	4,2	4,1	98	8,2	37,1	0,73
Annuel	11,1	540,8	52,1	50,6	97	10,8	25,6	—
Hiver	-0,1	112,0	13,4	13,0	97	8,6	46,2	0,83
Printemps	11,3	139,6	15,4	15,1	98	8,9	26,2	1,02
Été	21,9	138,9	11,1	10,8	97	13,0	17,4	1,02
Automne	11,5	150,3	12,2	11,7	96	12,9	28,0	1,12

¹⁾ Moyenne entre Craiova et Calafat.

grande quantité tombant au mois de mai, tandis que les plus petites tombent pendant les mois de la fin de l'hiver et du commencement du printemps. Les jours de pluie les plus nombreux se placent au mois de mai, alors qu'en juillet et en août on compte le moins de jours de pluie. Les jours de pluie des mois d'automne donnent en moyenne des quantités d'eau supérieures à celles des jours pluvieux des autres saisons, tandis que les mois de la fin de l'hiver et du commencement du printemps comprennent les jours aux pluies les moins abondantes. Les pluies les plus fortes tombent en automne, les plus faibles en hiver. Les indices d'aridité sont très réduits pendant les mois d'été, non pas du fait que les pluies sont trop faibles, mais par suite de la température élevée.

On trouve encore des forêts dans la région étudiée. D'après KAMINSKY (*in* 182, p. 319), les forêts ne peuvent exister en Russie que lorsque l'humidité relative de l'air atteint 68—79%, avec 50—64% pour le mois de juin, chiffres dont les limites inférieures correspondent aux données de la station de Craiova. Alors que la somme des précipitations des mois d'été devrait s'élever au moins à 200 mm, elle n'atteint actuellement dans notre région qu'environ 140 mm. D'après LENDENFELD, on enregistre en Europe centrale 25% plus de précipitations atmosphériques sur les contrées riches en forêts que dans la campagne (93). Il en résulte qu'avant le déboisement les précipitations dans notre région approchaient le chiffre limite indiqué ci-dessus.

L'influence de la forêt sur l'humidité de la terre, quoique souvent débattue, ne semble pas encore suffisamment éclaircie. Tandis que GLINKA, avec beaucoup d'autres, pense que sous la forêt les horizons superficiels sont plus humides qu'en terrain cultivé (56, p. 88), M. STEBUT se rallie à l'opinion opposée, soutenue par des recherches plus récentes (182, p. 327). Nous nous contentons de faire mention de ces opinions divergentes, sans pouvoir les approfondir ici, bien que la question soit extrêmement importante pour expliquer le régime qui a présidé à la formation des sols ayant subi l'influence de la forêt, actuelle ou passée. Nous avons d'ailleurs l'impression que les conclusions sur l'humidité dans le sol dépendent surtout de la manière dont on interprète les résultats des expériences. Il ne fait aucun doute que, sous le couvert des bois, l'atmosphère est plus saturée de vapeur d'eau, l'évaporation y étant plus réduite que dans la campagne.



Fig. 10. — Stations météorologiques. La portion à hachures représente la région étudiée.

11. *Le climat au cours du Quaternaire.* Les oscillations subies par le climat au cours du Quaternaire ancien sont les conséquences des oscillations des glaciers, dont nous avons examiné l'existence dans les Carpates méridionales au chapitre I-er, d'après les recherches de MM. MRAZEC et DE MARTONNE. Selon M. DE MARTONNE une première période glaciaire doit avoir eu lieu vers la fin du Pliocène (102). Dans ce temps-là, la température n'était que de quelques degrés plus basse qu'actuellement, en revanche il pleuvait plus abondamment, mais la distribution des précipitations et des vents ne différait pas sensiblement par rapport au régime actuel (104). A la retraite de ce glacier succède une période de steppe. Les eaux qui arrivaient des Carpates déposaient, sur le fond desséché de l'ancien Lac pliocène, la masse de gravier grossier, bientôt suivie par des dépôts plus fins, des sables; la diminution du volume des eaux coïncide avec le commencement des dépôts éoliens dans les régions les plus basses (DE MARTONNE, 103, p. 181). C'est vers cette époque que le Danube doit avoir eu son cours le plus septentrional.

Le climat était très sec: un peu de pluie au printemps et le reste du temps des températures extrêmes, en été jusqu'à 50° , en hiver au-dessous de -30° (MURGOCI, 122). Il y vivait des animaux du désert, au moins pendant la saison aride, à preuve les restes de chameau trouvés à Slatina (GR. ȘTEFĂNESCU, 186).

La fin des dépôts éoliens est caractérisée par une période humide et chaude, cependant que la forêt avance vers le S (ENCULESCU, 35, p. 240—244). C'est pendant cette période que dûnt se former le plus ancien sol, dont la seule manifestation sûre se trouve dans une bande de sol fossile rouge située au-dessus des graviers de la carrière de Galicea Mare.

L'humidité plus forte est produite par une seconde glaciation, qui correspond aux plus anciennes périodes glaciaires du Quaternaire (DE MARTONNE, 102). Avec la retraite de la glace commence probablement le dépôt du limon diluvial de notre région. C'est au climat chaud succédant à cette époque que le limon doit sa couleur rouge qui, attirant l'attention des chercheurs, ceux-ci l'ont appelé terra rossa. D'après M. ENCULESCU, dans une époque pas trop éloignée, le climat méditerranéen régnait sur une étendue de beaucoup supérieure à celle de nos jours (38). C'est seulement à une époque assez récente que s'est produite une extension vers le sud du régime humide, qui provoqua un nouvel avancement de la forêt. De ce que les forêts de la région méridionale du plateau contiennent des tumuli recélant des squelettes humains¹⁾, on déduit que les forêts se sont établies dans ces endroits au commencement des temps historiques, vu que les tumuli sont caractéristiques à la steppe.

M. ENCULESCU pense que deux avancements de la forêt se produisirent en Munténie après le dernier dépôt de loess, mais il ne peut établir si en

¹⁾ D'après les recherches de M. C. NICOLAESCU-PLOPȘOR.

Olténie les choses se sont passées de même (35, p. 270—271). M. FLOROV constate en Bessarabie l'influence de trois périodes glaciaires (45), laquelle se révèle peut-être aussi en Munténie orientale, mais non pas en Olténie.

III. LES SOLS

12. *Des caractères morphologiques des profils des sols.* L'étude de la morphologie des sols prit un grand développement en Russie, à la suite des recherches de DOKOUTCHAEFF, et à l'heure actuelle elle jouit d'une pleine faveur dans la science du sol. L'aspect des profils des sols est la résultante directement appréciable des processus de formation. On divise le profil en plusieurs horizons correspondant aux changements qui paraissent dans une coupe du sol en profondeur. En premier lieu on distingue les horizons d'après leur couleur, ensuite d'après la structure, qui exprime l'arrangement des grains individuels en agrégats de différentes grandeurs et formes, d'après la consistance, c'est-à-dire le degré de cohésion des particules terreuses, etc.

Dans un profil de sol, SIBIRTZEV distingue trois horizons (175):

Horizon *A*, supérieur, à la nuance la plus foncée et uniforme, le plus riche en humus;

Horizon *B*, inférieur, différent de *A* par la structure et la couleur, passant insensiblement au sous-sol;

Horizon *C*, sous-sol ou roche-mère, retenant les traits pétrographiques primitifs.

Cette division est celle en usage dans la plupart des pays. ZAKHAROFF distingue quatre horizons (78); on définit le même nombre en Roumanie, à savoir:

Horizon *A*, d'accumulation pour la matière organique, de lavage, éluviation, des constituants qui peuvent être entraînés en profondeur;

Horizon *B*, coloré en roux ou brun, horizon d'accumulation, illuviation, de l'argile ou des sesquioxydes lévигés de l'horizon *A*. Il est présent seulement dans les profils des sols dégradés;

Horizon *C*, d'accumulation des carbonates lessivés des horizons supérieurs. Dans les profils des sols de steppe, où l'horizon *B* manque, il succède, par une zone de transition, à l'horizon *A*;

Horizon *D*, la roche-mère, peu ou pas du tout altérée par le processus de formation du sol.

Un des critères les plus importants pour l'étude de la morphologie est la structure. On trouve plus bas la division en principaux éléments de structure. Les dimensions des agrégats sont, pour la plupart, celles indiquées par M. SHAW (174):



Structure friable, en agrégats poreux et moux, au diamètre inférieur à 2 cm;

Structure granulaire, en agrégats pouvant atteindre 2 cm (les tchernoziomes ont des grains inférieurs à 0,5 cm), de consistance moyenne, aux arrêtes plus ou moins arrondies;

Structure en grumeaux, aux agrégats sans forme régulière, au diamètre de 2—10 cm;

Structure nuciforme (en noix), aux agrégats compacts, aux formes irrégulières, les arrêtes plus ou moins arrondies, à forte consistance, d'un diamètre de 0,5 à 4 cm;

Structure en mottes, aux agrégats anguleux, sans formes régulières, à forte consistance, mesurant 8 cm et plus en diamètre.

Structure en colonnes prismatiques, généralement divisées par des craquelures horizontales.

13. *Sols zonaux*. Si l'on traverse la région dans la direction S-N, on rencontre sur une distance réduite trois types de sols zonaux: le tchernoziome, le tchernoziome dégradé et le sol brun-roux de forêt. Cette diversité ne peut provenir du climat, en tout cas pas du climat actuel qui, on l'a vu au paragraphe 10, est sensiblement le même dans toute la région, ce qui d'ailleurs est tout naturel pour une région dont la superficie dépasse à peine 600 km². M. TODOROVITCH constate qu'il existe dans les environs de Belgrade, sur une distance de seulement 30 km, une transition ininterrompue des sols, tchernoziome-tchernoziome dégradé-sols bruns-podzol, ce qu'il explique par l'état différent de l'altération de la roche-mère, le loess, altération d'autant plus forte que la couche du loess est plus mince (190).

L'influence de la forêt dans notre région est manifeste. Si l'on examine la carte topographique levée en 1857, on remarque que la limite méridionale de la forêt, qui à cette époque s'étendait sur toute la partie N, coïncide presque parfaitement avec la ligne qui sépare le tchernoziome dégradé du sol brun-roux de forêt. La zone du tchernoziome dégradé contient encore des restes des anciennes forêts ou des arbres qui, par groupes, avançaient vers le S dans la zone du tchernoziome, où encore actuellement, aux endroits les plus humides, comme sur les bords du canal de Cilieni, au SE de Băilești, le chêne se développe dans des conditions admirables. Encore plus au S, à Bistreț, non loin du Danube, existe une petite forêt où les chênes sont normalement développés.

Les forêts de la région comprennent les essences suivantes ¹⁾: Forêt de Perișorul, 50% de *Quercus cerris*, 50% de *Q. conferta*, sous-arbres *Cornus*,

¹⁾ Com.muniqué par M. E. SOOȘ, Ingénieur, chef de l'arrondissement forestier de Perișorul.



Acer. Forêt de Târnavă, 50% de *Q. cerris*, 50% de *Q. conferta*, les mêmes sous-arbres. Forêt de Fântânele, 60% de *Q. conferta*, 40% de *Q. cerris*; sous-arbres peu nombreux, *Crataegus*, *Prunus spinosa*, *Pyrus*. Forêt de Ciutura, 80% de *Q. conferta*, 20% de *Q. cerris*; sous-arbres peu nombreux. Forêt de Rudari, 70% de *Q. cerris*, 30% de *Q. conferta*; les sous-arbres manquent. La forêt de Giurgița est constituée par des *Q. pedunculata*, *Fraxinus*, *Ulmus*, aux sous-arbres très abondants. On voit donc qu'au fur et à mesure qu'on avance vers le N la proportion de *Q. conferta* croît, tandis que les sous-arbres deviennent plus rares. On peut s'expliquer les essences de la forêt de Giurgița par la position basse du terrain, près du lit du Des-nățuiul.

C'est au caractère méditerranéen du climat que les sols doivent leur aspect particulier. M. ENCULESCU a remarqué la nuance rousse des sols de l'Olténie (38). M. DE MARTONNE reconnaissait, en attribuant le fait toujours au climat, que la steppe d'Olténie n'a pas les caractères de la steppe russe (103, p. 39).

Le tchernoziome, de couleur brun-châtain est pauvre en humus. Les carbonates sont lessivés jusqu'à la profondeur moyenne de 63 cm. Au-dessous de la zone d'effervescence se trouvent des efflorescences calcaires produites, selon M. ENCULESCU, par l'ascension, pendant la sécheresse, de l'eau chargée de carbonate de calcium (36). La solution monte par capillarité (D'ANDRIMONT, 5), mais c'est seulement grâce aux plantes absorbant l'eau qu'on peut atteindre, jusqu'à une profondeur qui n'est pourtant pas trop grande (McLAUGHLIN, 96), un degré de sécheresse qui permettrait l'évaporation de l'eau et la précipitation du carbonate de calcium. Les efflorescences se trouvent à la profondeur moyenne de 80 cm, à des niveaux variant entre 48—105 cm. Les carbonates lessivés des couches supérieures sont concentrés, sous forme de concrétions, à la profondeur moyenne de 120 cm, variant de 88—160 cm.

L'avant-steppe, c'est-à-dire la zone de transition entre la steppe et la forêt, constitue la zone du tchernoziome dégradé. Dans le profil de ce sol apparaît l'horizon *B*, faiblement nuancé, à texture un peu plus argileuse, et plus compact que l'horizon *A*. Approchant comme morphologie du tchernoziome dans la partie méridionale, la puissance de l'horizon *A* est en moyenne de 45 cm, celle de l'horizon *B* de 55 cm. Le rapport entre les puissances des horizons *B* et *A* est en moyenne de 1,2. La morphologie au voisinage de la zone du sol brun-roux est plus près de la morphologie de ce dernier. Les horizons sont plus nettement séparés, l'horizon *B* acquiert une nuance plus rousse. La puissance de l'horizon *A* décroît, elle est en moyenne de 41 cm, tandis que l'horizon *B* devient plus fort, atteignant en moyenne 70 cm. Le rapport des puissances des horizons *B* et *A* est de 1,7.

Les canaux, actuellement remplis de terre, que les rongeurs creusent dans le sol jusqu'à une profondeur d'environ un mètre et demi, sont caracté-

téristiques pour les zones du tchernoziome et du tchernoziome dégradé. On les appelle, d'après un mot russe, des *krotovinas*. Les animaux qui les creusent sont les *Spalax typhlus*, *Spermophilus guttatus*, *Arctomys bobac*, *Cricetus frumentarius* (85, p. 247). Les *krotovinas*, très nombreuses dans les profils du tchernoziome, deviennent de plus en plus rares dans les profils du tchernoziome dégradé au fur et à mesure qu'on avance vers le N et font complètement défaut dans les profils du sol brun-roux. L'absence des *krotovinas* dans ce dernier sol provient de la texture très argileuse du limon, qui empêche les rongeurs de le creuser et dénote que, même si des steppes à *krotovinas* ont jamais existé dans ces parages, la chose a dû se passer à une époque très éloignée, car le processus de formation du sol a effacé jusqu'à leurs traces.

La zone du sol brun-roux de forêt commence dans notre région et s'étend beaucoup vers le N. Le sol est caractérisé par la couleur brun-roux de l'horizon *A* dont la puissance est de 41 cm, comme pour le tchernoziome dégradé limitrophe. En revanche, l'horizon *B*, de couleur roux-brun jusqu'à roux vif, très compact, à consistance très forte, est plus long, car il mesure 87 cm. Le rapport des horizons *B* et *A* est de 2,1. M. PROTOPOESCU-PAKE décrit un sol de forêt des environs de Mizil dont les caractères se rapprochent de ceux-ci (145).

La profondeur dans le profil où se produit l'effervescence varie d'un endroit à l'autre, dépendant de la teneur en carbonates de la roche-mère, de la texture, etc. Si l'on ne peut pas établir une règle précise pour déterminer la profondeur de la zone à carbonates, on peut, en revanche, établir des moyennes, comme on en a fait pour les puissances des horizons *A* et *B*. Nous trouverons de la sorte les profondeurs moyennes suivantes de l'horizon *C*, déterminées à l'aide de l'effervescence à l'acide chlorhydrique: pour le tchernoziome à 63 cm, pour le tchernoziome dégradé de la partie S à 97 cm, pour le même sol au N à 112 cm et, enfin, pour le sol brun-roux de forêt à 129 cm. Il sied de faire remarquer que pour ce dernier les profils normaux ont des variations relativement petites, ainsi la zone des carbonates se trouve comprise entre 122 et 140 cm.

14. *Sols intrazonaux et azonaux*. On appelle des sols intrazonaux ces sols qui, tout en se trouvant à l'intérieur d'une certaine zone, s'éloignent du type normal par des caractères particuliers dus aux influences de certains facteurs locaux, tels que roche-mère, relief, existence à une petite profondeur de la nappe aquifère souterraine, etc.

On distingue dans la zone du tchernoziome de notre région les formations intrazonales suivantes: un sol du genre *rendzina*, caractérisé par la présence, dans les couches superficielles même, de fragments non désagrégés de la roche-mère, qui est ici une marne sableuse. On trouve de

tels sols autour de la commune d'Urzicuța, depuis la station d'Afumați jusqu'à la rivière Desnățuiul et le long du canal de Cilieni. La nappe d'eau souterraine se trouve près de la surface, généralement à moins de deux mètres.

Par alluvions humides sans drainage, nous entendons les sols le long des vallées, qu'on rencontre d'ailleurs aussi dans la zone du tchernoziome dégradé, à végétation d'ordinaire abondante, la nappe aquifère se trouvant à moins de un mètre. Par endroits ces sols, qui affectent les caractéristiques des sols faiblement salins, passent aux sols salins vrais à croûte de silice et de sels.

Aux endroits plus bas de la zone du tchernoziome dégradé, on trouve des sols au profil plus long, des sols plus profondément lessivés que le sol normal. On les rencontre encore sur les bords des vallées dont la pente court vers le N, tandis que les bords opposés ont un profil réduit, incomplètement développé. La puissance moyenne de l'horizon *A* des sols des dépressions et pentes est de 47 cm, celle de l'horizon *B* est de 140 cm, pouvant dépasser parfois 200 cm; le rapport *B/A* est de 3,5. La profondeur moyenne de la zone des carbonates est à 180 cm, dépassant parfois 250 cm. En ce qui concerne les sols au profil incomplètement développé, l'horizon *A* mesure en moyenne 33 cm, pouvant même n'atteindre que 21 cm, l'horizon *B* 25 cm, la profondeur de la zone des carbonates étant en moyenne de 58 cm, variant de 40 à 70 cm.

Dans la zone du sol brun-roux on trouve, sur les bords S des vallées, un sol au profil allongé présentant les caractéristiques suivantes: l'horizon *A* mesure en moyenne 41 cm en épaisseur, l'horizon *B* environ 215 cm, soit un rapport *B/A* de 5,4. La zone des carbonates se trouve en moyenne à 260 cm, mais dans la plupart des profils on ne l'a pas atteinte en sondant jusqu'à 3,50 m. Les dépressions de cette zone contiennent des sols tout-à-fait différents, qu'on appelle en Roumanie *podzols des dépressions* (34).

Nous reprendrons l'étude de tous ces sols dans la troisième partie de la présente étude, lorsqu'on pourra examiner aussi les résultats de nos analyses.

Les sols azonaux sont des sols qu'on peut trouver à l'état d'accidents, en toute zone de sols. C'est à peine si on peut les appeler des sols, car ce sont plutôt des formations susceptibles de devenir de vrais sols si les facteurs d'engendrement pouvaient agir sur eux librement. On trouve, dans la région, des sables de dunes à l'extrémité SE de la commune de Băilești. Fixés depuis environ 30 ans par des plantations de *Robiniers faux-acacias*, ils sont en voie de se transformer en sols (tchernoziomes). Des sols squelette se trouvent sur les bords à pente très vive des rivières et des vallées, où l'érosion a découvert la roche-mère, constituée surtout par des sables argileux à grains calcaires. Sur les rives du Desnățuiul, dans son cours supérieur, l'érosion a fait affleurer l'horizon *B* des sols de forêt, du limon



ou du sable rouge, supportés directement par les argiles levantines. Les basses plaines du Desnățuiul contiennent des alluvions récentes, sables sans humus.

15. *Récolte et qualité du blé produit par les sols zonaux.* Pour l'appréciation de la productivité agricole des sols de la région étudiée, on trouve des données intéressantes dans les ouvrages publiés par M. ZAHARIA, contenant les analyses de blé roumain des récoltes s'étendant sur une période de quinze ans, de 1900 à 1914. Nous y avons puisé les données suivantes: le nombre d'hectolitres produit à l'hectare, le poids à l'hectolitre, le poids de 1000 grains et la teneur en matière azotée des grains, rapportée en pour-cent à la substance sèche. Pour caractériser la qualité de la récolte, M. ZAHARIA définit un facteur K obtenu en ajoutant au poids à l'hectolitre deux fois le pour-cent de la matière azotée (207, p. 28).

Le tableau VIII contient les chiffres correspondant aux moyennes obtenues pour les récoltes de blé des communes comprises dans les trois zones de sols. On remarquera que le plus fort facteur K correspond au tchernoziome dégradé (le plus riche en humus) et le plus faible au sol brun-roux

TABLEAU VIII

Qualité du blé cultivé sur les sols appartenant aux types zonaux

Type du sol	Production en hectolitres à l'hectare	Poids à l'hec- tolitre kg	Poids de 1000 grains gr	Substance azotée %	K
Tchernoziome	17,6	76,43	32,96	14,26	104,9
Tchernoziome dégradé . .	16,5	78,51	33,89	13,84	106,2
Sol brun-roux de forêt . .	19,2	77,38	34,89	13,34	104,0

de forêt. En revanche, la plus abondante récolte à l'hectare revient au sol brun-roux de forêt, qui fournit le blé aux grains les plus pesants, mais c'est toujours le tchernoziome dégradé qui obtient à l'hectolitre le poids le plus élevé. En ce qui concerne la quantité des matières azotées, le blé le plus riche est celui cultivé sur le tchernoziome, tandis que le sol brun-roux produit le blé le plus pauvre en azote.

Par rapport aux moyennes annuelles pour 15 ans, qui sont les suivantes (208, p. VI—VII):

Poids à l'hectolitre	76,63 kg
» de 1000 grains	32,48 gr
Matières azotées	14,10 %



on peut remarquer que les sols considérés ont un rendement moyen, les valeurs correspondantes étant en général, pour les sols de la région, un peu supérieures aux moyennes du poids à l'hectolitre et du poids de 1000 grains. Seul le tchernoziome donne un poids à l'hectolitre un peu inférieur à la moyenne. La teneur en azote est assez réduite. M. ZAHARIA attribue le fait au climat à caractère méditerranéen de la région (208). La valeur moyenne pour les 15 années du facteur K est de 104,8 (208, p. VIII); le sol brun-roux de forêt est donc le seul dans la région à produire une récolte inférieure à la moyenne. Si, par rapport aux moyennes générales, les récoltes paraissent ordinaires, elles sont nettement inférieures par rapport aux récoltes de blé de Moldavie (206).

TABLEAU IX

Qualité du blé

Résultats arrangés par types de sols et communes

Type du sol	Commune	Production en hectoli- tres à l'hec- tare	Poids à l'hecto- litre kg	Poids de 1000 grains gr	Substance azotée %	K
Tcherno- ziome	Băilești	21,6	77,15	31,20	14,00	105,1
	Boureni	16,0	79,94	34,86	13,72	106,5
	Afumați	19,1	78,19	32,16	15,22	108,6
	Urzicuța	16,0	76,35	30,44	14,05	104,4
	Siliștea Crucii . . .	16,0	77,90	33,76	13,57	105,0
Tcherno- ziome dégradé	Galicea Mare	17,5	78,87	31,41	13,65	106,2
	Galiciuica	14,4	79,54	35,54	13,80	107,1
	Intorsura	17,0	76,72	33,80	13,66	104,0
	Lipovul	20,8	78,82	34,42	14,42	107,7
	Perișorul	12,3	78,80	34,59	13,86	106,5
Sol brun- roux de forêt	Vârtopul	20,1	77,91	38,85	12,51	102,9
	Sălcuța	19,0	77,37	33,17	13,78	104,9
	Tencăușul	18,0	76,88	33,15	13,59	104,0

Si, pour évaluer la qualité de la récolte, on adopte comme critérium la valeur du facteur K, on constate que, dans la zone du tchernoziome, la récolte la plus abondante revient au territoire de la commune d'Afumați. L'horizon à carbonates s'y trouve en effet plus près de la surface et la teneur en humus du sol y est la plus élevée de toutes (tableau IX). La récolte la plus faible est celle des terrains tenant à la commune d'Urzicuța, peut-être parce qu'on y cultivait partiellement le blé sur des sols quelque peu salins ou approchant de la rendzina, qui, les années à pluies abondantes, produisent une récolte riche en azote mais à petits grains. Dans la zone du tchernoziome

dégradé, c'est Lipovul qui fournit la meilleure récolte. Cela tient sans doute au labourage, car à l'époque où l'on y a prélevé les échantillons aux fins d'analyse, la terre appartenait aux Domaines de la Couronne. A l'exception de la commune d'Intorsura, les récoltes de cette zone de sols ne diffèrent point beaucoup les unes des autres. Quant à la zone du sol brun-roux de forêt, nous attribuons ici aussi la bonne qualité de la récolte, surtout celle de Sălcuța, aux excellents labourages qu'on y a pratiqués et pratique encore. Nous ferons cependant remarquer que cette zone, naguère couverte de forêts, n'a été qu'assez récemment défrichée et que faute d'engrais son rendement risque de baisser sensiblement.



DEUXIÈME PARTIE

MÉTHODES ET RÉSULTATS DES ANALYSES

IV. MATIÈRE ORGANIQUE ET CARBONATES

16. *De la matière organique.* On peut affirmer que l'humus ou matière organique représente dans le sol le constituant le plus important, tant par ses propriétés chimiques, telle la capacité d'absorption pour les bases, que par ses propriétés physiques. De très nombreux ouvrages ont été publiés sur l'humus, mais comme on n'a jamais pu le séparer du sol, beaucoup de questions se rapportant à sa nature et à ses propriétés restent encore obscures. Ce qu'on sait c'est que les restes des plantes et des animaux subissent une décomposition, due aux réactions chimiques et aux microorganismes (bactéries, champignons), et produisent la matière noire amorphe, qui, si les conditions sont favorables, subit une décomposition plus avancée, avec production de bioxyde de carbone et d'eau. Après avoir atteint son maximum, la vitesse de la décomposition décroît ensuite jusqu'à ce qu'il s'établisse un équilibre entre l'apport de matière organique fraîche et sa décomposition. C'est cet équilibre que manifeste la constance de la teneur en matière organique pour un sol donné.

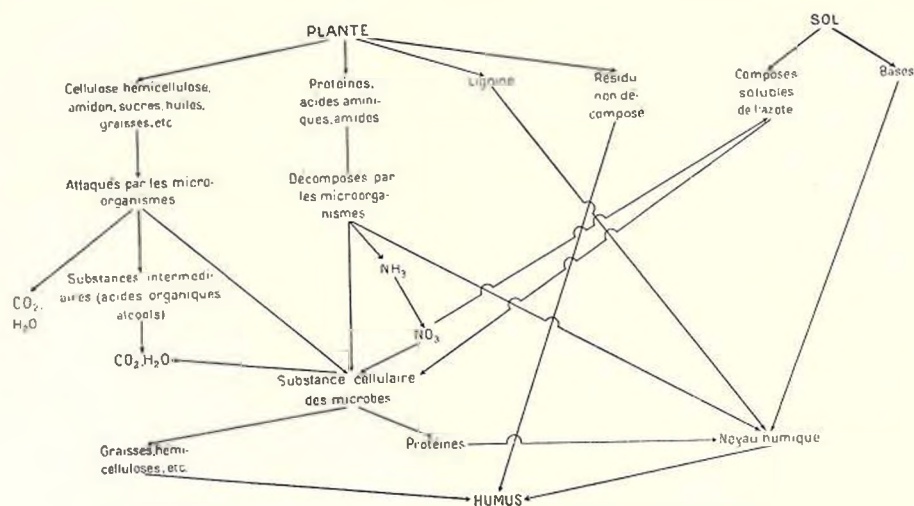
Suivant M. WAKSMAN, la composition moyenne de la matière organique du sol est la suivante (198):

- 43,27% lignine
- 33,81% protéine ou autres complexes organiques à azote
- 11,02% hydrates de carbone insolubles dans l'eau (cellulose, hémicellulose, etc.)
- 2,77% substances solubles dans l'éther et l'alcool.

M. WAKSMAN émet la supposition que l'humus du sol contient un complexe qu'il nomme *n o y a u h u m i q u e*, formé de lignine et de protéine, et dont il a effectué, avec M. IYER, la synthèse. Ce noyau humique constitue 77% de tout l'humus et possède beaucoup des propriétés de l'humus du sol, entre autres celle de se combiner avec les bases.

Voici, d'après M. WAKSMAN, le schéma du mécanisme de la formation de l'humus dans le sol (198):





On distingue trois types d'humus (LANG, 89):

1. Humus acide;
2. » à calcium;
3. » » sodium.

A un pH au-dessous de 5,7, les bases ne saturant pas l'humus, celui-ci peut réagir comme un acide. A pH au-dessus de 5,7, les ions OH^- sont de plus en plus nombreux dans le sol, l'humus échange petit à petit ses ions H^+ contre les ions Ca^{++} , jusqu'à ce que, pour pH 8,3, il soit saturé avec Ca^{++} . Pour des pH dépassant 8,3, l'humus commence à retenir le sodium. Ces manifestations sont exprimées par MM. WAKSMAN et IYER en fonction des propriétés du noyau humique: Si la réaction est inférieure à pH 4,8, le noyau humique se trouve, presque en entier, sous forme de ligno-protéinates d'hy-

TABLEAU X

Humus et carbonates dans les échantillons prélevés à la surface. Tchernozème

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Humus %	CO_3Ca %	Profondeur de la zone des carbonates, cm
1 Băilești	1	2,22	—	64
24 Gara Băilești	23	2,91	—	75
25 Măg. Lubeniștești—Măg. Mică	24	3,71	—	45
82 Băilești	172	3,98	traces	33
12 Băilești—Boureni	12	3,16	—	34
81 Km 315	168	3,08	0,09	61
37 Siliștea Crucii—G. Afumați	39	3,63	—	85
69 Gara Afumați	107	3,69	0,02	75



TABLEAU XI

Humus et carbonates dans les échantillons prélevés à la surface. Tchernozème dégradé

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Humus %	CO ₃ Ca %	Profondeur de la zone des carbonates, cm
30 Viile Băilești	30	3,84	—	110
80 Măgura Buțuenilor	164	3,47	—	78
32 Galicea Mare—Galiciuica	32	4,32	—	117
72 Pădurea Perișorul	136	5,54	—	112
90 Perișor Măgurele	205	4,16	—	115
35 Lipovul	37	4,03	—	118
84 La Hodun	178	4,56	0,07	80
86 Valea Leșului	186	5,51	—	113
91 Cota 146 (V. Cereceanului)	206	5,19	—	128

TABLEAU XII

Humus et carbonates dans les échantillons prélevés à la surface. Sol brun-roux de forêt.

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Humus %	CO ₃ Ca %	Profondeur de la zone des carbonates, cm
85 Pădurea Târnava	181	5,91	—	134
87 Pădurea Fântânele	192	5,29	—	140
88 Pădurea Ciutura	197	5,53	—	dépasse 260
101 Sălcuța	229	2,98	—	183
95 Rudari—D. Corlatele	213	2,70	—	127
94 Pădurea Rudari	210	4,63	—	125
97 Domnul Tudor	218	3,64	—	94

drogène, d'aluminium et de fer. A pH compris entre 4,8 et 9,0, il se trouve sous forme de ligno-protéinates de calcium et de magnésium, probablement aussi, en partie, de fer et d'aluminium. Pour pH dépassant 9,0, surtout pour pH 9,6—10,0, il se forme du ligno-protéinate de sodium.

17. *Méthodes d'analyse.* Une des méthodes les plus utilisées pour déterminer l'humus du sol, c'est la combustion d'une certaine quantité de terre, le dosage du CO₂ qui se dégage et son évaluation sous forme de C. On pense obtenir la teneur en humus si l'on multiplie la quantité de carbone par le facteur 1,724, opération fondée sur la supposition que l'humus con-

tiendrait 58% C. (WOLFF, 204). Ce chiffre constitue la teneur moyenne en carbone de la tourbe, mais comme la similitude entre l'humus du sol et la tourbe est douteuse et que d'autre part la composition de la tourbe elle-même varie, le choix du facteur 1,724 n'est pas rigoureusement justifié. Pour ces raisons, beaucoup d'auteurs présentent la matière organique par la teneur en carbone organique. Dans les tableaux des résultats, nous présenterons souvent l'humus sous les deux formes.

TABLEAU XIII

Humus et carbonates dans les échantillons prélevés à la surface. Sols intrazonaux

Type du sol	Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Humus %	CO ₃ Ca %	Profondeur de la zone des carbonates, cm
Sols du genre rendzina	56 Urzicuța	72	4,02	8,49	surface
	11 Băilești	11	4,16	0,84	surface
	53 Amzulești	60	4,47	0,18	18
Sols au profil faiblement développé	99 Valea Cereceanului . .	223	4,22	6,76	surface
	102 Târnava	233	4,40	0,10	65
Tchernoziome dégradé des dépressions	96 V. Fânt. lui Andrei . .	215	4,15	—	200
	98 Giubega Vii	221	4,79	—	160
Alluvions humides sans drainage	92 Cioroiul	207	4,11	1,33	surface
	93 Afumați	208+209	3,99	3,36	surface
Sol salin	71 Măgura Mălia	134	1,80	1,43	surface
Podzol des dépressions	108 Conacul lui C. Popp .	256	3,74	—	au-dessous de 260

On évalue souvent la teneur en humus par la perte au feu. Même si l'on soustrait de celle-ci l'eau hygroscopique et le bioxyde de carbone provenant de la décomposition des carbonates et qu'on a dosés à part, on n'en soustrait jamais l'eau de constitution qui, dans le cas des sols argileux, peut avoir une valeur dépassant de beaucoup celle de l'humus lui-même. Récemment, M. BOUYOUCOS vient d'établir une méthode rapide pour doser l'eau de constitution, ce qui permettrait à la méthode par différence de donner pour l'humus des valeurs plus proches de la teneur réelle (16).

Nos dosages ont été effectués par la combustion à voie humide de KNOP, d'après les recommandations de M. WIEGNER (201), l'oxydation de l'humus

étant produite à chaud par un mélange de bichromate de potassium et d'acide sulfurique, à cette différence près que chez nous l'absorption du CO_2 se faisait en tubes à chaux sodée. Lorsque le sol contient des carbonates, on traite au préalable à l'acide sulfurique 1:2, dont la quantité ne doit pas dépasser sensiblement celle nécessaire à leur dissolution, et on chauffe légèrement avant l'opération d'oxydation de la matière organique (92).

TABLEAU XIV

Humus et carbonates dans les profils de tchernoziome

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	Matière organique		Carbonates	
			Humus %	C %	CO_2 %	CO_3Ca %
82 Băilești	172	0—20	3,98	2,31	traces	traces
	173	60—70	2,17	1,26	2,83	6,44
	174	140—150	0,79	0,46	8,80	20,03
81 Km 315	168	0—20	3,08	1,79	0,04	0,09
	169	50—60	1,66	0,96	0,21	0,48
	170	105—115	0,62	0,36	7,89	17,91
	171	165—175	0,31	0,18	6,92	15,71
69 Gara Afumați	107	0—20	3,69	2,13	0,01	0,02
	108	55—65	1,73	1,01	0,02	0,05
	109	100—110	0,78	0,45	9,51	21,63
	110	140—150	0,52	0,30	8,90	20,23
	111	190—200	0,51	0,30	12,89	29,32
	122	240—250	0,41	0,24	8,41	19,14
	113	270—290	0,42	0,24	11,80	26,85
	114	350—370	0,24	0,14	11,78	26,79

Les carbonates sont dosés par absorption, toujours en tubes à chaux sodée, du bioxyde de carbone dégagé à la suite de la dissolution des carbonates à chaud, au moyen d'acide chlorhydrique 1:3. Avant cette opération, on verse sur la terre un peu d'eau qu'on fait bouillir, de manière à éliminer le bioxyde de carbone contenu par le sol sous forme de gaz ou de bicarbonate. Si les sols sont riches en humus, surtout en humus acide, comme ils ne contiennent presque pas de carbonates, le chauffage à ClH provoquera la décomposition et l'oxydation d'une partie de la matière organique. Dans ce cas, on diluera quelque peu l'acide et veillera à ce que le chauffage soit léger. A la négligence de ces précautions doit être attribué, entre autres, le fait paradoxal qu'on trouve de podzols qui, quoique nettement acides (à pH 4,5), ont une teneur en CO_3Ca de 1,80—3,20% (30).

On multiplie fréquemment par 2,27 la valeur obtenue pour le CO_2 , afin de présenter le résultat sous forme de CO_3Ca . L'opération n'est pourtant pas toujours justifiée, car le sol peut contenir aussi du CO_3Mg . L'erreur n'est toutefois pas importante quand il s'agit d'un sol normal qui, même s'il contient du CO_3Mg , celui-ci se trouve en petites quantités.

18. *Résultats.* Les tableaux X—XIII indiquent, outre la teneur en humus et en carbonates des échantillons prélevés à la surface des sols, aussi la pro-

TABLEAU XV

Humus et carbonates dans les profils de tchernoziome dégradé

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	Matière organique		Carbonates	
			Humus %	C %	CO_2 %	CO_3Ca %
80 Măgura Buțuenilor	164	0—20	3,47	2,01	—	—
	165	50—60	2,14	1,24	0,03	0,07
	166	100—110	1,13	0,65	6,84	15,55
	167	170—180	0,46	0,27	4,81	10,93
72 Pădurea Perișorul	136	0—20	5,54	3,22	—	—
	137	55—65	1,82	1,05	0,02	0,04
	138	95—105	1,03	0,60	0,03	0,07
	139	140—150	0,66	0,38	7,81	17,76
84 La Hodun	178	0—20	4,56	2,65	0,03	0,07
	179	60—70	1,17	0,68	0,03	0,07
	180	120—130	0,69	0,40	10,36	23,56
86 Valea Lesului	186	0—20	5,51	3,20	—	—
	187	55—65	2,47	1,43	0,03	0,07
	188	95—105	1,24	0,72	0,03	0,07
	189	145—155	0,79	0,46	7,39	16,82
	190	195—205	0,59	0,34	7,23	16,45
	191	220—230	0,67	0,39	6,98	15,88

fondeur à laquelle se produit l'effervescence, c'est-à-dire la profondeur de la zone d'accumulation des carbonates. Les tableaux XIV—XVII montrent la composition de quelques profils de chacun des types de sols.

Les carbonates lessivés des couches supérieures sont accumulés en profondeur dans une zone qui constitue l'horizon C. On passe assez brusquement des horizons où le calcaire ne manifeste pas sa présence à ceux où il est accumulé. On trouve la zone d'accumulation maximum des carbonates à peine quelques centimètres plus bas que le niveau où commence à se pro-

duire l'effervescence. La profondeur de la zone à carbonates dépend surtout du caractère de la roche-mère (KOSOVITCH, 85, p. 287). C'est ainsi que les sols sableux seront lessivés à une profondeur supérieure aux sols argileux, toutes les autres conditions restant égales.

Une inspection des résultats permet de constater la très faible teneur en humus des tchernoziomes. Le phénomène n'est pas exceptionnel, car même en Russie, où le tchernoziome renferme souvent 16% et même 20% d'humus, il peut en contenir moins de 4%, jusqu'à 2%, selon les conditions de formation du sol (KOSOVITCH, 85, p. 319—323).

Examinons maintenant la variation de la teneur en humus des profils de sols. La fig. 11 représente ces variations par rapport à la quantité trouvée

TABLEAU XVI

Humus et carbonates dans les profils de sol brun-roux de forêt

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'é- chantillon	Profon- deur cm	Matière organique		Carbonates	
			Humus %	C %	CO ₂ %	CO ₃ Ca %
85 Pădurea Târnava	181	0—20	5,91	3,43	—	—
	182	55—65	1,80	1,04	—	—
	183	100—110	1,02	0,59	0,01	0,02
	184	145—155	0,81	0,47	8,36	19,02
	185	190—200	0,82	0,47	5,29	12,04
87 Pădurea Fântânele	192	0—20	5,29	3,07	—	—
	193	60—70	1,35	0,78	—	—
	194	105—115	1,03	0,60	0,01	0,02
	195	170—180	0,95	0,55	3,50	7,97
	196	230—240	0,89	0,51	3,56	8,09
88 Pădurea Ciutura	197	0—15	5,53	3,21	—	—
	198	25—30	1,29	0,75	—	—
	199	40—50	1,23	0,72	—	—
	200	80—90	1,38	0,80	—	—
	201	130—140	1,22	0,71	—	—
	202	180—190	0,95	0,55	—	—
	203	240—250	0,87	0,50	—	—
101 Sălcuța	229	0—10	2,98	1,73	—	—
	230	40—50	1,72	1,00	—	—
	231	95—105	1,34	0,78	—	—
	232	200—210	0,84	0,49	1,92	4,37
95 Rudari—D. Corlatele	213	0—15	2,70	1,57	—	—
	214	50—60	1,26	0,73	—	—

TABLEAU XVII
Humus et carbonates dans les profils des sols intrazonaux

Type du sol	Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	Matière organique		Carbonates	
				Humus %	C %	CO ₂ %	CO ₃ Ca %
Sol du genre rendzina	56 Urzicuța	72	0—15	4,02	2,33	3,74	8,49
		73	60—75	2,30	1,33	11,06	24,98
		74	115—130	0,91	0,53	18,64	41,32
		75	165—180	0,54	0,31	15,38	33,84
Sol au profil faiblement développé	99 Valea Cereceanului	223	0—15	4,22	2,45	2,97	6,76
		224	50—55	*)	*)	9,07	20,63
		225	125—135	*)	*)	16,01	36,40
Tchernoziome dégradé des dépressions	96 V. Fântâna lui Andrei	215	0—10	4,15	2,40	—	—
		216	60—70	1,69	0,98	—	—
		217	145—155	0,88	0,51	—	—
Alluvions humides sans drainage	93 Afumați	208	0—3	6,40	3,71	2,66	6,06
		209	3—15	3,39	1,97	1,18	2,68
Sol salin	71 Măgura Mălia	133	0—1	0,47	0,27	0,47	1,07
		134	1—5	1,80	1,04	0,63	1,43
		135	15—25	1,23	0,71	0,71	1,61
Podzol des dépressions	108 Conacul lui C. Popp	255	0—2	6,94	4,03	—	—
		256	4—12	3,74	2,17	—	—
		257	16—25	1,95	1,13	—	—
		258	25—35	1,31	0,76	—	—
		259	40—50	0,84	0,49	—	—
		260	60—70	1,06	0,62	—	—
		261	135—145	0,46	0,26	—	—
		262	180—190	0,42	0,24	—	—
		263	250—260	0,61	0,35	—	—

*) Non dosé.

à la surface, celle-ci étant désignée par le chiffre 100. Pour les profils des sols du même type, où la variation est analogue, nous donnons les valeurs moyennes. On voit que, dans la série allant du tchernoziome au sol brun-roux de forêt, la quantité d'humus en profondeur diminue de plus en plus par rapport à la surface. Quant au podzol des dépressions (profil 108), après avoir rapidement diminué, l'humus subit un accroissement dans l'horizon B. Il varie de la même manière dans le profil du sol de la forêt de Ciutura. La fig. 12 montre que l'humus dans notre tchernoziome, dans celui d'autres



régions de Roumanie (107) et dans les tchernoziomes russes (56, p. 126 et 129) varient d'une manière à peu près identique, la diminution étant linéaire dans tous les cas.

L'allure des courbes pour le sol brun-roux de Sălcuța et pour celui de Băneasa (district d'Ilfov) est la même. La grande différence entre ces courbes et celles relatives aux autres sols brun-roux de forêt (fig. 11) ne provient pas de la teneur « absolue » de l'humus dans la profondeur — qui, comme

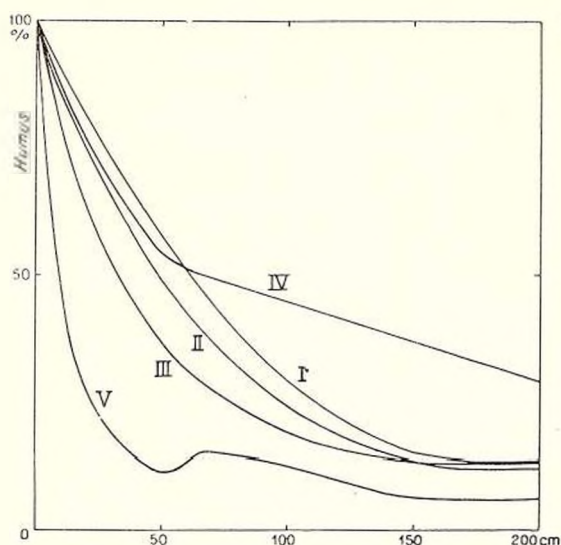


Fig. 11. — Variation de la teneur en humus des profils de sols

I, Tchernoziome (moyenne); II, Tchernoziome dégradé (moyenne); III, Sol brun-roux de forêt (moyenne); IV, Sol brun-roux de forêt de Sălcuța; V, Podzol des dépressions de Conacul C. Popp.

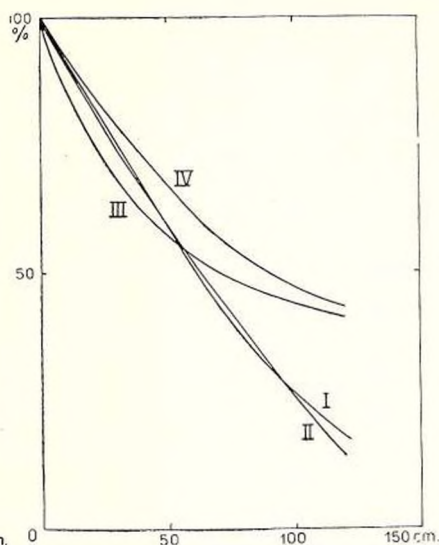


Fig. 12. — Variation de la teneur en humus des profils de sols

I, tchernoziome de Roumanie (moyenne); II, tchernoziome de Russie (moyenne); III, sol brun-roux de forêt de Sălcuța (Distr. Dolj); IV, sol brun-roux de forêt de Băneasa (Distr. Ilfov).

le tableau XVI l'indique, est du même ordre de grandeur dans les deux cas — mais tient à ce que les derniers sols se trouvant sous la forêt sont très riches en humus à la surface, tandis que le sol de Sălcuța, du fait qu'il est cultivé, en renferme moins. Dans les figures, la variation est considérée par rapport au contenu en humus de l'horizon A, aussi les courbes présentent-elles une allure particulière.

V. CONSTITUTION MÉCANIQUE

19. *L'analyse mécanique.* On entend par analyse mécanique la séparation et le groupement des particules individuelles qui constituent la masse du sol en plusieurs fractions, suivant l'ordre de grandeur de ces particules. Il

n'y a pas longtemps, presque chaque pays, sinon chaque investigateur, possédait sa manière propre de grouper les particules. Nous avons adopté, en vue de l'uniformité, le système suivant, recommandé par l'Association Internationale de la Science du Sol (173):

	Diamètre des particules	
Sable grossier	2	— 0,2 mm
» fin	0,2	— 0,02 »
Poussière	0,02	— 0,002 »
Argile	moins de 0,002 »	

Les grains de chaque fraction possèdent des propriétés communes qui les différencient des grains des autres fractions. Voici comment ATTERBERG définit ces propriétés (6):

Les grains de la fraction 2—0,2 mm forment des capillaires trop grossiers pour pouvoir retenir l'eau; ils constituent une masse perméable. Les grains de 0,2—0,02 mm forment des capillaires retenant bien l'eau, qui peut circuler rapidement parmi eux; les racelles des plus fines racines pénètrent entre les grains de 0,02 mm. A l'état compact, les grains de 0,02—0,002 mm ne permettent plus la pénétration des racines des herbes; le mouvement capillaire de l'eau est bon. Entre les grains de moins de 0,002 mm, les bactéries ne peuvent plus se mouvoir; le mouvement capillaire de l'eau est très lent.

On conçoit bien qu'on passe insensiblement d'un groupe de propriétés à l'autre, de sorte qu'une répartition, forcément rigide, est assez arbitraire. Elle représente plutôt des groupes de grains aux propriétés en moyenne semblables. Tous les investigateurs ne s'accordent pas sur les limites des dimensions, surtout en ce qui concerne l'argile. On admet généralement que la limite supérieure de 2μ attribuée à l'argile est trop élevée. M. ROBINSON estime préférable d'en fixer la limite à $0,6\mu$, pour être sûr que la fraction argile ne contient plus de matériel non dégradé (160, p. 74). Remarquant que le matériel compris entre 2μ et 1μ ressemble tantôt à l'argile, tantôt à la poussière, M. MARSHALL pense que l'erreur commise en excluant un peu du matériel dégradé est moindre que l'erreur qui résulte de l'inclusion de matériel non dégradé, aussi conseille-t-il de choisir 1μ comme limite supérieure pour le complexe de dégradation minéral (101). Parmi les composés cristallins colloïdes des fractions de moins de 1μ on n'a pas trouvé les minéraux primaires du sol, tels que mica, feldspath ou quartz, ceux-ci ne sont donc réduits aux dimensions colloïdales que par dégradation, en perdant leur caractère primordial (HENDRICKS et FRY, 63).

Si nous adoptons 2μ comme limite supérieure de l'argile, c'est pour nous conformer aux prescriptions internationales. Comme on respecte d'ailleurs cette limite dans la plupart des analyses mécaniques d'aujourd'hui, elle fa-

cilite la comparaison des sols de différentes contrées du monde. Nous rappellerons qu'à la suite de récentes recherches, exposées au paragraphe 3 de la présente étude, on entend par argile non seulement une fraction de particules à petites dimensions, mais un matériel à propriétés et composition plus ou moins définies.

Quant à la limite inférieure de la fraction argile, on ne peut, bien entendu, pas la fixer. On a pourtant constaté que les minéraux argileux cristallins ne sont généralement pas émiettés au-dessous de $0,1\mu$ (HENDRICKS et FRY, 63). Par extrapolation dans ses courbes de sommation, M. ROBINSON trouve que, dans le cas des argiles des sols ordinaires, la limite inférieure correspond à environ $0,03\mu$ (156).

Dans beaucoup de cas, la texture, mise en évidence par l'analyse mécanique, sert à grouper les sols en différentes classes. Ainsi, ATTERBERG classe les sols d'après la cohésion et la plasticité, propriétés dues entièrement à l'argile (7). Aux États-Unis, pour classer les sols on forme des classes d'après la proportion relative de sable, de poussière et d'argile (91). On distingue fréquemment les horizons d'un profil de sol d'après leur texture (98).

20. *Méthodes d'analyse.* La division en plusieurs fractions une fois fixée, il ne reste plus qu'à les séparer par l'analyse mécanique. On se heurte ici à une grande difficulté, car dans la nature les particules ne se trouvent pas séparées les unes des autres, mais réunies en agrégats de différentes dimensions, à la formation desquels contribue, par leur force de cohésion, l'argile et la matière organique colloïdales aussi bien que le carbonate de calcium, qui forme un ciment reliant les particules. Dans le sol, l'humus et l'argile qui ont absorbé des bases (surtout du calcium), se trouvent en état de floculation plus ou moins avancée. Ce n'est que dans les sols alcalins, où le cation absorbé est le sodium, que les particules sont libres, du fait de la dispersion des colloïdes.

Ce ne sont pas des agrégats qu'il faut séparer par l'analyse mécanique, mais des grains individuels. Au laboratoire, il est d'ailleurs impossible de maintenir la microstructure naturelle, car même lorsqu'on veut déterminer cette dernière (analyse des agrégats), les manipulations auxquelles on doit procéder sont tellement délicates que malgré toutes les précautions on détruit souvent une partie des agrégats, qui sont d'autant plus nombreux que le degré de saturation du sol est plus élevé (POPOVĂȚ, 141). Il faut diviser la masse du sol en grains indivisibles, car c'est à ceux-ci qu'est due la plupart des propriétés persistantes du sol, et non aux agrégats instables. Des sols, analysés à la suite d'un traitement préparatoire qui n'a pas amené la dispersion complète des particules, semblent constitués par un matériel grossier (POPOVĂȚ, 139, fig. 4), tandis que leurs propriétés prouvent qu'ils possèdent une texture fine, confirmée par les analyses effectuées après dispersion

complète (POPOVĂȚ, 142). Aussi convient-il, avant de procéder à l'analyse mécanique proprement dite, de soumettre l'échantillon de terre à un traitement physique et chimique, à la suite duquel les particules les plus fines seront individualisées.

Le premier traitement comporte la destruction de la matière organique, au moyen de l'eau oxygénée (ROBINSON, 154). On traite ensuite à l'acide chlorhydrique afin de dissoudre les carbonates; à la fin de cette opération, l'acide chlorhydrique doit être amené à la concentration de $n/5$ (131). On filtre, on lave et on dose, dans le liquide filtré, le fer et l'aluminium, dont le poids, considérant qu'ils proviennent de la dissolution d'une petite portion de l'argile, sera ajouté à celle-ci (ROBINSON, 160, p. 374). L'échantillon de terre lavé est libre des carbonates, de l'humus et des pellicules d'argile colloïdale qui auraient éventuellement pu recouvrir et réunir les grains, grands ou petits. On agite enfin avec une solution contenant des ions alcalins, qui conféreront à l'argile une dispersion aussi complète que possible. Comme milieu dispersant, nous avons employé l'oxalate de sodium, suivant la méthode en usage au « Bureau of Soils » des États-Unis (133).

On transvase dans un cylindre le matériel préparé pour l'analyse mécanique. Les particules, ne subissant plus les actions réciproques et extérieures de floculation, se déposeront dans l'eau à des vitesses qui dépendent de leur poids. SVEN ODÉN, en étudiant les conditions de cette sédimentation, a déterminé les vitesses de chute des différentes dimensions d'après la formule de STOKES (132). L'application de cette formule a soulevé de nombreuses objections, provoquées surtout par le fait qu'elle a été établie pour la chute des particules de forme sphérique, condition à laquelle les grains de terre ne satisfont que rarement. M. ROBINSON élude la difficulté en basant le groupement des fractions sur les vitesses de chute des particules, calculées d'après la formule de STOKES, au lieu de s'en tenir aux dimensions des particules (157). En nous maintenant dans ces vues, nous n'attribuerons aux diamètres indiqués dans le groupement des fractions que le rôle de fixer les idées. Ils ne représentent pas des dimensions réelles, mais celles qu'auraient des particules de masse égale si elles étaient sphériques; c'est ce qu'on appelle des diamètres équivalents. Nous leur attribuerons toujours ce sens lorsque, pour simplifier, nous parlerons des dimensions des particules.

Après l'écoulement du temps nécessaire au dépôt des particules de diamètres correspondant aux fractions qui intéressent, on prélève une portion de la suspension du cylindre. Cela constitue la méthode de la pipette, imaginée presque simultanément par plusieurs chercheurs (155; 75; 87). Nous avons employé dans nos analyses 10 gr de terre, la suspension du cylindre mesurait 1000 cmc et nous prélevions 10 cmc au moyen de l'appareil à pipette de KÖHN (83). Les résultats se rapportent à 100 gr de terre sèche (à 105°). Les substances éliminées du sol, l'humus et CO_3Ca



figurent toujours dans les tableaux des résultats. Les détails de la technique analytique, de même que des tables pour le prélèvement à différentes températures, ont été publiés autre part (142).

Le matériel pour l'analyse mécanique de la fraction sable (v. paragraphe 8) a été préparé de la même manière. Les particules inférieures à 0,02 mm ont été éliminées par des sédimentations et évacuations successives des suspen-

TABLEAU XVIII

Analyse mécanique

Tchernoziome

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	Sable grossier %	Sable fin %	Poussière %	Argile %	Humus %	CO ₃ Ca %	Total
81 Km 315	168	0—20	10,6	47,4	16,1	22,1	3,1	0,1	99,4
	169	50—60	11,2	46,9	18,0	21,0	1,7	0,5	99,3
	170	105—115	15,7	43,3	12,3	12,1	0,6	17,9	101,9
	171	165—175	7,2	48,1	15,4	15,4	0,3	15,7	102,1
69 G. Afumați	107	0—20	9,8	39,7	20,3	25,7	3,7	—	99,2
	108	55—65	8,3	40,6	22,2	26,1	1,7	—	98,9
	109	100—110	5,8	35,1	19,5	18,1	0,8	21,6	100,9
	110	140—150	9,3	35,2	16,4	18,9	0,5	20,2	100,5
	111	190—200	9,9	34,3	11,8	16,8	0,5	29,3	102,6
	112	240—250	17,2	38,7	7,8	16,9	0,4	19,1	100,1
	113	270—290	16,4	35,6	8,4	15,0	0,4	26,9	102,7
	114	350—370	17,1	37,3	8,7	13,1	0,2	26,8	103,2

sions dans des cylindres d'ATTERBERG (8). On procède de même pour la séparation des particules 0,05—0,02 mm, qu'on recueille et pèse. Le sable qui reste est passé tour à tour à travers des tamis en laiton de 1 et 0,5 mm, ensuite à travers des tamis en soie de 0,2 et 0,1 mm. La fraction 0,1—0,05 mm est celle qui passe à travers le dernier tamis, à mailles de 0,1 mm. Lorsque la fraction 0,05—0,02 mm n'est pas nécessaire pour d'autres examens on la détermine par différence.

21. *Résultats.* On trouvera dans les tableaux XVIII—XX les résultats des analyses mécaniques, groupés suivant les types des sols. Les fig. 13—15 représentent schématiquement la variation de la constitution mécanique des profils des types de sols, en considérant les moyennes calculées pour 100 gr de substance subsistant après la soustraction de l'humus et des carbonates. Nous avons porté horizontalement les pourcentages d'argile, d'argile + poussière, etc., et verticalement les profondeurs en cm. On remarquera ceci;



Composition mécanique moyenne des profils de sols

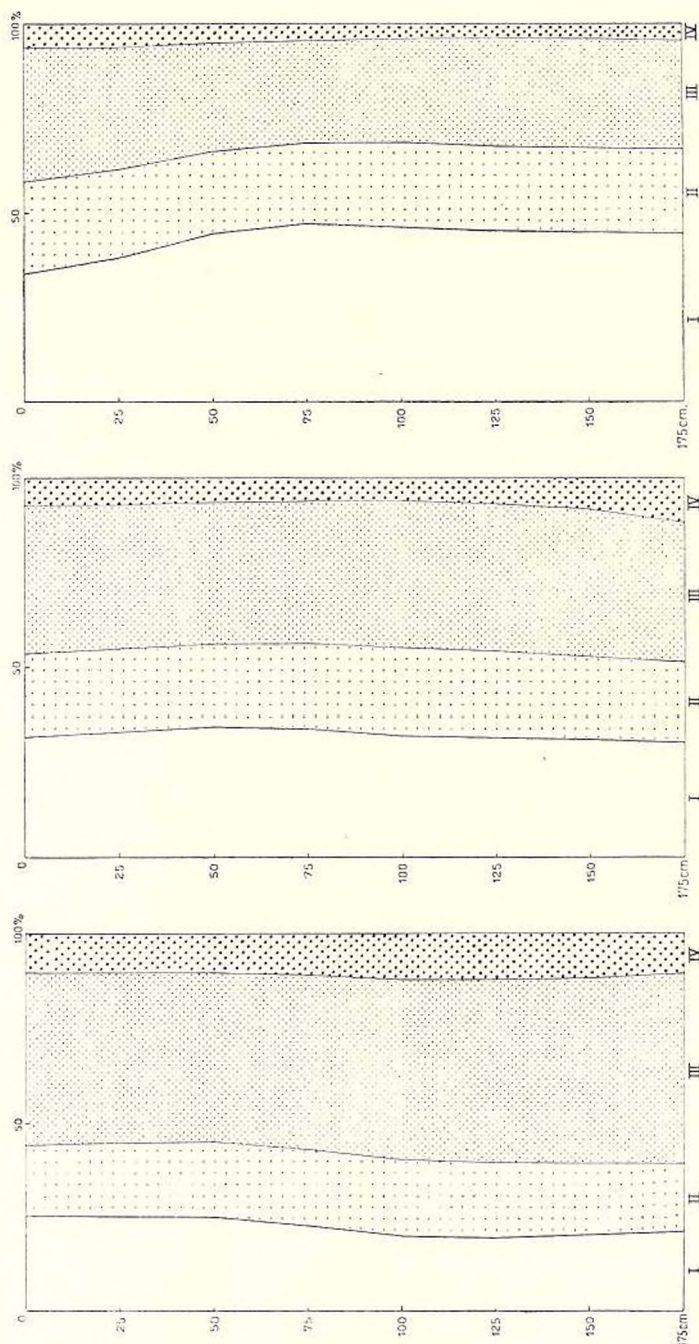


Fig. 13. — Tchernozioime

Fig. 14. — Tchernozioime dégradé

Fig. 15. — Sol brun-roux de forêt

I, Argile; II, Poussière; III, Sable fin; IV, Sable grossier

TABLEAU XIX
Analyse mécanique
Tchernoziome dégradé

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	Sable grossier %	Sable fin %	Poussière %	Argile %	Humus %	CO ₂ Ca %	Total %
80 Măgura Buțuenilor	164	0—20	12,9	42,5	15,2	25,3	3,5	—	99,4
	165	50—60	12,1	40,0	17,2	27,8	2,1	0,1	99,3
	166	100—110	9,5	36,6	16,0	21,9	1,1	15,6	100,7
	167	170—180	21,5	41,6	9,1	16,5	0,5	10,9	100,1
72 Pădurea Perișorul	136	0—20	7,5	34,9	19,0	32,1	5,5	0,1	99,1
	137	55—65	6,8	36,1	19,8	34,5	1,8	0,1	99,7
	138	95—105	5,8	38,4	22,9	30,4	1,0	0,1	98,6
	139	140—150	5,7	31,7	16,7	26,5	0,7	17,8	99,1
84 La Hodun	178	0—20	5,3	35,5	24,5	29,1	4,6	0,1	99,1
	179	60—70	4,2	34,0	24,2	35,0	1,2	0,1	98,7
	180	120—130	3,4	27,3	18,6	26,5	0,7	23,6	100,1
86 Valca Leșului	186	0—20	2,6	35,6	22,9	33,4	5,5	—	100,0
	187	55—65	2,3	32,9	23,1	38,2	2,5	0,1	99,5
	188	95—105	2,7	36,4	24,5	34,2	1,2	0,1	98,7
	189	145—155	2,1	31,1	20,2	29,0	0,8	16,8	100,0
	190	195—205	2,1	33,5	19,9	27,5	0,6	16,5	100,1
	191	220—230	2,5	32,5	19,7	28,7	0,7	15,9	100,0

tandis que, dans les profils de tchernoziome, la teneur en argile demeure constante jusqu'à 50 cm, pour décroître ensuite, dans le tchernoziome dégradé la quantité d'argile croît de quelques unités jusqu'à 50 cm, demeure presque la même jusqu'à 75 cm, pour décroître lentement avec la profondeur. Enfin, dans les profils des sols brun-roux de forêt, la teneur en argile croît considérablement dans l'horizon *B*; il existe donc une accumulation de l'argile, qui se manifeste sur une zone plus profonde que dans le type précédent; la quantité d'argile demeure presque constante entre 75 et 125 cm et c'est seulement au-dessous de ce niveau qu'elle diminue très lentement.

On évalue quantitativement la modification de la texture dans le profil par les chiffres ci-dessous. On les obtient en effectuant les différences entre les pourcentages d'argile de l'horizon d'accumulation — ou, pour les tchernoziomes, du premier horizon qui succède à l'horizon superficiel — et le pourcentage d'argile de la surface.

Tchernoziome	Profil 81	accumulation	— 1,1 %
»	69	»	+ 0,4 %
» dégradé	80	»	2,5 %
»	72	»	2,4 %
»	84	»	5,9 %
»	86	»	4,8 %
Sol brun-roux de forêt	85	»	10,6 %
» » » » »	87	»	15,1 %
» » » » »	101	»	10,5 %
» » » » »	88	»	26,0 %

Pour l'ordonnance des profils, nous avons tenu compte de leur position géographique allant, en général, du S au N. C'est à peu près de la même manière qu'augmente, on le voit, le degré d'accumulation de l'argile.

TABLEAU XX

Analyse mécanique

Sol brun-roux de forêt

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	Sable gros-sier %	Sable fin %	Poussière %	Argile %	Humus %	CO ₂ Ca %	Total %
85 Păd. Târnava	181	0—20	4,1	34,0	23,4	32,3	5,9	—	99,7
	182	55—65	3,3	29,1	22,1	42,9	1,8	—	99,2
	183	100—110	3,8	31,6	24,2	38,6	1,0	—	99,2
	184	145—155	2,7	27,6	17,9	32,2	0,8	19,0	100,2
	185	190—200	3,6	30,3	19,2	33,9	0,8	12,0	99,8
87 Păd. Fântânele	192	0—20	5,1	32,6	23,9	32,5	5,3	—	99,4
	193	60—70	3,2	26,2	21,0	47,6	1,4	—	99,4
	194	105—115	3,1	27,0	24,0	44,0	1,0	—	99,1
	195	170—180	3,2	26,5	18,7	41,5	1,0	8,0	98,9
	196	230—240	3,4	28,8	19,1	38,8	0,9	8,1	99,1
101 Sălcuța	229	0—10	4,6	29,4	23,3	39,4	3,0	—	99,7
	230	40—50	3,4	24,4	22,1	48,0	1,7	—	99,6
	231	95—105	2,7	23,8	21,9	49,9	1,3	—	99,6
	232	200—210	2,7	22,9	21,6	46,5	0,8	4,4	98,9
88 Păd. Ciutura	197	0—15	10,6	37,7	22,3	23,9	5,5	—	100,0
	198	25—30	12,3	36,3	21,4	28,4	1,3	—	99,7
	199	40—50	9,2	31,0	18,4	39,6	1,2	—	99,4
	200	80—90	6,4	24,7	17,0	49,9	1,4	—	99,4
	201	130—140	6,2	28,2	20,4	43,5	1,2	—	99,5
	202	180—190	8,5	29,0	19,6	41,4	1,0	—	99,5
	203	240—250	8,2	27,9	19,8	42,7	0,9	—	99,5



L'accumulation de l'argile dans les profils des sols dégradés est un phénomène général, qui caractérise le processus de la dégradation. On mentionne souvent cette accumulation ou on la constate, du moins, à l'inspection des résultats des analyses (156, p. 97; 190; 182, pp. 263, 214, 280), mais les auteurs lui attribuent rarement une certaine importance. M. ROBINSON fait exception, car il recourt presque toujours à l'accumulation de l'argile dans le profil pour caractériser les sols et leurs processus de formation (160). Nous avons mis en évidence, autre part, l'importance du phénomène, à la suite d'analyses de différents profils de sols de Roumanie (142). Si les savants ont

TABLEAU XXI

Composition mécanique moyenne des profils de sols, rapportée à 100 gr substance minérale, sans eau, humus ni carbonates

Numéro du profil	Emplacement	Épaisseur ou profondeur cm	Composition mécanique		
			Sable %	Poussière %	Argile %
81	Km 315 *)	0—60	60,1	17,6	22,3
	» »	110	70,7	14,8	14,5
	» »	170	64,2	17,9	17,9
69	G. Afumați *)	0—200	54,1	21,1	24,8
	» »	240—370	69,9	10,7	19,4
80	Măg. Buțuenilor *)	0—110	55,5	17,5	27,0
	» »	175	71,1	10,3	18,6
72	Păd. Perișorul	0—150	45,3	21,2	33,5
84	La Hodun	0—130	41,0	25,1	33,9
86	V. Leșului	0—230	40,4	24,2	35,4
85	Păd. Târnava	0—200	37,3	23,4	39,3
87	Păd. Fântânele	0—240	33,9	22,7	43,4
101	Sălcuța	0—210	29,5	23,0	47,5
88	Păd. Ciutura	0—250	40,4	20,3	39,3

*) Dans ce profil la roche n'étant pas homogène, on a distingué les différents horizons.

quelque peu négligé la question, cela tient d'une part, à ce que l'on ne séparait pas autrefois, dans de très nombreuses analyses mécaniques, les fractions plus fines que 0,01 mm, d'autre part, parce que la préparation de la terre destinée à l'analyse n'étant pas suffisante pour disperser les particules fines, plus était élevée la teneur de celles-ci dans l'horizon B, elles formaient des agrégats d'autant plus nombreux et plus volumineux, de sorte que la texture de l'horizon B, qui en réalité était la plus fine, à l'analyse paraissait comme la plus grossière. On ne pouvait enfin mettre le phénomène en évidence tout simplement parce que la plupart des analyses étaient limitées aux échantillons de la surface du sol.

On trouvera dans le tableau XXI la composition mécanique moyenne des profils de sol, obtenue en calculant les moyennes de la teneur de chaque fraction de tous les horizons du profil entier. Les analyses données déjà au paragraphe 8 nous ont permis de distinguer les cas où les différences de texture proviennent de différences dans la nature du dépôt. On remarquera (tableau XXI) que les dépôts deviennent plus fins à mesure qu'on avance vers le N. La même constatation résulte du tableau XXII, où l'on trouve les compositions mécaniques dans l'horizon C des profils. Au fur et à me-

TABLEAU XXII
Composition mécanique de l'horizon C

Numéro du profil	Emplacement	Profondeur cm	Sable %	Poussière %	Argile %	CO ₃ Ca %
81	Km 315	170	55,3	15,4	15,4	15,7
69	G. Afumați	245	55,9	7,8	16,9	19,1
80	Măg. Buțuenilor	105	46,1	16,0	21,9	15,6
72	Păd. Perișorul	145	37,4	16,7	26,5	17,8
84	I.a Hodun	125	30,7	18,6	26,5	23,6
86	V. Leșului	150	33,2	20,2	29,0	16,8
85	Păd. Târnava	150	30,3	17,9	32,2	19,0
87	Păd. Fântânele	175	29,7	18,7	41,5	8,0
101	Sălcuța	205	25,6	21,6	46,5	4,4

sure qu'on avance vers le N, l'horizon C se trouve à des profondeurs plus grandes. Si la teneur en CO₃Ca du dépôt initial était donc la même sur toute la superficie de la région considérée, on pourrait s'attendre à trouver, dans l'horizon C, une quantité de CO₃Ca de plus en plus grande, vu que le carbonate était lessivé sur une profondeur toujours croissante. Comme c'est en réalité le contraire qu'a lieu, le dépôt semble avoir subi une lessivation très profonde (à des niveaux non atteints dans les sondages ordinaires), phénomène produit, peut-être, à des époques éloignées. L'accroissement de la teneur en argile peut provenir de la dégradation intense subie par ces dépôts, l'argile en quantité si élevée ayant été dans ce cas produite sur place, et non transportée ici telle quelle.

VI. COMPOSITION CHIMIQUE

22. *Sur les analyses chimiques.* Les premières analyses chimiques des sols constituaient des analyses globales de toute la masse. On a constaté alors que le sol avait la composition de silicates qui renferment de nombreux



éléments, en proportion variable. Ces analyses totales des sols, quelles que soient les différences de types que ces derniers présentent, ne peuvent révéler des différences de composition que d'une manière tout à fait grossière. Le fait tient, comme nous l'avons déjà vu, à ce qu'une petite partie seulement de la masse du sol subit des modifications au cours du processus de formation, le reste, plus résistant par rapport aux agents de dégradation, constituant le squelette du sol. La portion active, le complexe de dégradation, est constituée en majeure partie par un complexe colloïdal comprenant surtout l'humus et l'argile. L'existence de ce complexe argilo-humique a été démontrée par voie d'expérience (DEMOLON et BARBIER, 26).

Dans les études de formation des sols, l'analyse chimique doit révéler la composition du complexe de dégradation et la variation de cette composition le long du profil. On a vu (paragraphe 3), que l'argile est le produit de dégradation des sols, le moyen le plus indiqué pour étudier la dégradation consiste par conséquent à analyser l'argile. Arrêtons-nous un instant au rapport qui existe entre la composition de l'argile et la composition de l'extrait du sol par l'acide chlorhydrique, procédé d'analyse encore très fréquent.

Nous avons déjà montré (142) qu'au moyen de l'acide chlorhydrique on extrait du sol une portion dont la grandeur n'égale celle de l'argile ($< 0,002$ mm) que dans le cas des tchernoziomes. Tandis qu'on extrait des sols à climat plus sec que ceux-ci par ClH une quantité de matière qui dépasse celle de l'argile, on en extrait moins des sols à climat plus humide. On en a conclu que les sols de la steppe renferment des minéraux solubles en ClH, surtout les composés du fer. Il résulte en effet de la comparaison des analyses totales et des analyses de l'extrait en acide chlorhydrique de quelques sols roumains (170) que si Al_2O_3 dans l'extrait constitue une fraction de Al_2O_3 total très variable d'un sol à l'autre, comprise entre 31% et 71%, et dépendant de l'état de dégradation du matériel (G. W. ROBINSON et MINNIE RICHARDSON, 159), en revanche Fe_2O_3 est soluble dans des proportions beaucoup plus grandes et entre des limites plus restreintes, soit 85—95%.

Le tableau XXIII indique la composition de l'extrait en ClH du sol et la composition totale de l'argile ($< 0,002$ mm) séparée des mêmes échantillons, provenant du profil 69 (tchernoziome) dans la région considérée. On constate que les sommes sont très approchées, mais la composition diffère, surtout en ce qui concerne Fe_2O_3 , qui par rapport à l'argile se trouve en quantité beaucoup supérieure dans l'extrait. L'argile contient un peu plus de SiO_2 , les autres constituants se trouvant, pratiquement, en quantités égales.

GHEDOÏTZ a séparé de deux tchernoziomes la fraction à grains au-dessous de $0,00025$ mm, soumettant une part à l'analyse totale et traitant l'autre part pendant une demi-heure à l'acide chlorhydrique 20% (la silice a été extraite comme d'habitude à KOH 5%), l'extrait ayant été analysé (50). Les résul-

tats figurent dans le tableau XXIV. Nous ferons remarquer que la fraction $< 0,00025$ mm analysée par GHEDROÏTZ est trop fine, étant inférieure à toutes les limites proposées pour l'argile; ensuite, le traitement à ClH appliqué est un peu moins énergique que celui recommandé par les méthodes internationales (178) le plus fréquemment employées, dans lesquelles on prolonge l'ébullition pendant 1 à 2 heures. Voilà pourquoi, à notre avis, SiO_2 et surtout Al_2O_3 sont dissoutes en assez faibles proportions. On constate que Fe_2O_3 et les bases sont pratiquement complètement solubles.

TABLEAU XXIII

*Comparaison de l'analyse de l'extrait en ClH et l'analyse totale de l'argile.
Résultats rapportés à 100 gr terre sans humus ni carbonates*

	Échantillon 107			Échantillon 108		
	Extrait en ClH	Argile	Différence par rapport à l'argile %	Extrait en ClH	Argile	Différence par rapport à l'argile %
SiO_2	13,17	14,21	— 7,3	13,08	14,14	— 7,5
TiO_2	0,28	0,29	— 3,5	0,25	0,24	+ 4,1
Al_2O_3	6,70	6,79	— 1,3	6,60	6,88	— 4,1
Fe_2O_3	4,24	2,57	+ 65,0	4,39	2,62	+ 67,6
Bases	3,08	3,04	+ 1,6	3,03	3,02	+ 0,3
Total	27,47	26,90	+ 2,1	27,35	26,90	+ 1,7

TABLEAU XXIV

Analyse totale de la fraction $< 0,00025$ mm et analyse de l'extrait en ClH de la même fraction (d'après Ghedroïtz)

	Tchernoziome du Kouban 90—110 cm			Tchernoziome de Toula 0—20 cm		
	Total	Extrait en ClH	Différence par rapport au total %	Total	Extrait en ClH	Différence par rapport au total %
SiO_2	47,75	41,70	— 12,7	39,32	36,80	— 6,4
Al_2O_3	22,29	16,03	— 28,1	17,29	14,01	— 19,0
Fe_2O_3	8,26	8,21	— 0,6	8,18	8,10	— 1,0
CaO	0,47	0,45	— 4,3	0,77	0,77	0
MgO	1,85	1,78	— 3,8	2,09	2,02	— 3,4
SiO_2	2,93	3,32	—	2,96	3,25	—
R_2O_3						
SiO_2	3,63	4,42	—	3,85	4,47	—
Al_2O_3						



La conclusion qu'on tirerait de ces comparaisons, s'il nous était permis de considérer la méthode de l'extrait en ClH comme terme de comparaison, serait que dans la fraction argile séparée du sol se trouverait une petite portion, en moyenne 7—10% du total, de SiO_2 libre finement émiettée, qui contaminerait le complexe argileux proprement dit, quoique, comme on l'a déjà rappelé, les composés cristallins de la fraction colloïdale ne renferment point de quartz (63). Pour réfuter toute objection portant sur les analyses d'argile, il faudrait peut-être, après sa séparation, traiter l'argile à ClH ou à autre agent. Mais dans ce cas nous nous heurtons à la question du procédé de traitement, qui, de quelque manière qu'on le fixe, sera fatalement arbitraire. Aussi vaut-il mieux, vu l'imperfection de la méthode d'extraction à ClH, procéder à une analyse totale de la fraction argile, surtout si la limite supérieure des dimensions des particules sera réduite à l'avenir, p. ex. à 0,001 mm.

23. *Méthodes d'analyses.* Pour séparer l'argile du sol, on traite 4—8 gr de terre à l'eau oxygénée, en vue de détruire la matière organique. Après

TABLEAU XXV

Composition chimique de l'argile rapportée à 100 gr argile calcinée

Tchernoziome

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Horizon	Profondeur cm	SiO_2 %	TiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	Bases (reste jusqu'à 100) %	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
81 Km 315	168	A	0—20	52,29	0,94	25,66	10,04	11,07	2,77	3,46
	169	A/C	50—60	50,98	1,02	25,25	9,99	12,76	2,73	3,43
	171	C/D	165—175	39,77	0,75	18,00	7,25	34,23 ¹⁾	2,98	3,75
69 Gara Afumați	107	A	0—20	52,82	1,08	25,23	9,56	11,31	2,86	3,55
	108	A/C	55—65	52,53	0,90	25,57	9,76	11,24	2,80	3,49
	110	C	140—150	35,72	0,62	16,35	5,63	41,68 ¹⁾	3,04	3,71

¹⁾ Renferme aussi CaO de CO_3Ca .

avoir filtré et lavé légèrement à l'eau, on agite avec une solution d'ammoniaque et transvase ensuite dans un cylindre d'ATTERBERG. On évacue la suspension d'une hauteur de 10 cm après 8 heures de repos, ou après 16 heures pour 20 cm, à 20°, ce qui correspond, suivant la formule de STOKES, aux particules mesurant moins de 0,002 mm en diamètre. On répète l'opération jusqu'à ce que le liquide surnageant reste pratiquement clair, ce qui exige 8—12 sédimentations successives. On recueille la suspension dans un grand becher en l'évaporant chaque fois, on passe ensuite le résidu final,



à peine humide, dans un creuset en platine dans lequel on le sèche et le calcine. L'analyse a été effectuée d'après les méthodes ordinaires pour les analyses de silicates (29; 65; 74; 199). Le fer, avant d'être titré au permanganate, a été réduit au moyen du cadmium métallique, préparé par voie électrolytique (191).

Pour pouvoir comparer nos résultats à ceux publiés ailleurs, qui se rapportent surtout à l'extrait en acide chlorhydrique, nous avons nous aussi effectué une telle analyse, pour un seul profil de tchernoziome. Le procédé d'analyse est celui recommandé comme méthode internationale (176), c'est-à-dire l'ébullition, pendant deux heures, de 10 gr de terre avec 250 cmc d'acide chlorhydrique amené au point d'ébullition de 110°, ce qui correspond à une concentration de 20,2% (49). Après avoir filtré et lavé, on chauffe le résidu insoluble pendant cinq minutes à 55° avec une solution de KOH d'un poids spécifique de 1,04 en vue de mettre la silice en solution.

TABLEAU XXVI

Composition chimique de l'argile rapportée à 100 gr argile calcinée
Tchernoziome dégradé

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Horizon	Profondeur cm	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Bases (reste jusqu'à 100) %	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
72 Păd. Perişorul	136	A	0—20	52,54	0,96	26,12	9,40	10,98	2,77	3,41
	137	B	55—65	53,03	0,98	26,98	9,56	9,45	2,72	3,33
	139	C	140—150	41,62	0,79	21,13	7,65	28,81 ¹⁾	2,72	3,34
84 La Hodun	178	A	0—20	53,14	0,97	24,29	8,84	12,76	3,01	3,71
	179	B	60—70	52,89	1,00	25,82	8,98	11,31	2,84	3,48
	180	C	120—130	35,32	0,66	16,85	6,14	41,03 ¹⁾	2,88	3,56
86 Valea Leşului	186	A	0—20	52,62	0,98	26,38	8,93	11,09	2,78	3,39
	187	B	55—65	52,82	0,91	26,85	9,41	10,01	2,73	3,34
	190	C	195—205	40,53	0,69	19,63	7,19	31,96 ¹⁾	2,84	3,50

¹⁾ Renferme aussi CaO de CO₃Ca.

Enfin, pour un autre profil, celui du sol du genre rendzina de Urzicuța, nous avons effectué une analyse totale, car dans le cas de ce sol c'est surtout la composition de la roche-mère qui nous intéressait. Nous avons exécuté l'analyse comme toute analyse de silicates.

24. *Résultats.* Les résultats des analyses d'argile se rapportant aux profils des sols zonaux figurent dans les tableaux XXV—XXVII. Il y a longtemps qu'on caractérise la composition chimique par le rapport moléculaire SiO₂/



Al_2O_3 . On a reconnu plus tard que le fer, toujours présent parmi les colloïdes du sol, entre dans la composition de l'argile dans les mêmes conditions que l'aluminium (19), ce qui infirme les suppositions plus anciennes que Fe_2O_3

TABLEAU XXVII

Composition chimique de l'argile rapportée à 100 gr argile calcinée
Sol brun-roux de forêt

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Horizon	Profondeur cm	SiO_2 %	TiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	Bases (reste jusqu'à 100) %	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
87 Păd. Fântânele	192	A	0—20	53,32	1,13	26,18	9,03	10,34	2,83	3,46
	193	B	60—70	54,28	1,00	26,56	10,91	7,25	2,75	3,47
	195	C	170—180	48,56	0,80	24,04	8,69	17,91 ¹⁾	2,79	3,43
88 Păd. Ciutura	179	A	0—15	56,71	1,33	26,51	7,83	7,62	3,05	3,63
	200	B ₁	80—90	54,81	0,89	28,78	9,04	6,48	2,69	3,23
	203	B ₃	240—250	54,71	0,93	27,95	9,82	6,59	2,71	3,32

¹⁾ Renferme aussi CaO de CO_3Ca .

TABLEAU XXVIII

Analyse de l'extrait en ClH (pour 100 gr sol sec)
Profil 69 — Gara Afumați

Profondeur en cm	0—20	55—65	100—110	190—200
SiO_2	12,64	12,84	8,64	7,01
TiO_2	0,27	0,25	0,30	0,28
Al_2O_3	6,46	6,48	4,94	3,77
Fe_2O_3	4,08	4,31	3,34	2,52
CaO	0,93	1,00	12,33	16,05
MgO	1,12	1,14	1,55	1,33
K_2O	0,67	0,68	0,42	0,33
Na_2O	0,24	0,17	0,11	0,10
SO_3	0,06	0,04	0,07	0,05
P_2O_5	0,06	0,11	0,05	0,04
MnO	0,08	0,08	0,06	0,04
Humus	3,69	1,73	0,78	0,51
CO_2	0,01	0,02	9,51	12,89
SiO_2				
$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	2,37	2,36	2,07	2,21
SiO_2				
Al_2O_3	3,33	3,36	2,97	3,16



n'est pas combiné à la silice, mais se trouve seulement par accident dans le complexe de dégradation. C'est pourquoi nous suivrons M. ROBINSON, qui juge préférable l'emploi du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (160, p. 93).

L'examen des tableaux indique que dans les profils le rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ est pratiquement constant. La tendance générale est d'augmenter dans l'ho-

TABLEAU XXIX
Analyse totale rapportée à 100 gr sol sec
Profil 56 — Urzicuța

Numéro de l'échantillon	72	73	74	75
Profondeur en cm	0—15	60—75	115—130	165—180
SiO_2	62,96	50,86	39,61	46,43
TiO_2	0,89	0,86	0,63	0,67
Al_2O_3	11,09	10,10	7,83	8,83
Fe_2O_3	3,20	2,96	2,44	2,55
CaO	5,90	13,54	20,01	15,60
MgO	2,22	2,63	4,74	5,00
K_2O	1,59	1,43	1,16	1,23
Na_2O	1,10	1,00	0,86	0,98
MnO	0,06	0,05	0,04	0,05
SO_3	0,17	0,15	0,13	0,14
Co_2	3,74	11,06	18,64	15,38
Humus	4,02	2,30	0,91	0,54
$\text{H}_2\text{O} +$ (perte au feu)	2,91	2,66	2,57	2,29
Total	99,85	99,60	99,57	99,69
CO_3Ca	8,49	24,18	35,74	27,86
CO_3Mg	—	0,80	5,58	5,98

rizon C. Il y est égal à 3 pour les tchernoziomes, ce qui indiquerait que les argiles de ces sols sont les minéraux beidellite-nontronite. Pour les autres profils il est d'environ 2,8, ce qui signifierait qu'outre le beidellite-nontronite, qui y prédomine, on y trouve aussi un peu de halloysite.

L'analyse de l'extrait en acide chlorhydrique se trouve dans le tableau XXVIII. On constate encore la constance de la composition chimique du matériel extrait des premiers deux échantillons du profil, mais dans les deux échantillons provenant des horizons plus profonds le rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ est moindre, ce qui s'explique uniquement par le fait que le fer et l'aluminium des minéraux n'entrant pas dans le complexe de dégradation sont en partie solubles. Comparativement à la composition de l'argile, les rapports moléculaires sont sensiblement inférieurs. Étant donné les remarques ci-

dessus sur la solubilité du fer, il semble préférable, dans le cas de l'extrait en ClH , si l'on veut procéder à des comparaisons avec d'autres analyses, de considérer le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Des données analytiques dont nous disposons (170) il ne résulte guère de différence entre la composition de ce profil et celle de la plupart des sols roumains qui y sont analysés, à un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui varie de 3 à 4. Relativement au rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 3,88, moyenne de 50 échantillons de la surface des sols russes (85, p. 325), le sol de notre région apparaît un peu plus riche en sesquioxydes ou bien plus pauvre en silice.

Du tableau XXIX il ressort que la roche qui a donné naissance au sol du genre rendzina d'Urzicuța contient une quantité assez élevée de CO_3Ca ,

TABLEAU XXX

*Résultats de l'analyse totale calculés pour 100 gr substance
minérale sans humus ni carbonates*

Profil 56 — Urzicuța

Numéro de l'échantillon	72	73	74	75
SiO_2	74,57	73,02	72,31	73,69
TiO_2	1,05	1,23	1,15	1,06
Al_2O_3	13,13	14,50	14,30	14,02
Fe_2O_3	3,79	4,25	4,45	4,05
CaO	1,36	—	—	—
MgO	2,63	3,23	3,78	3,40
K_2O	1,88	2,05	2,12	1,95
Na_2O	1,30	1,44	1,57	1,56
MnO	0,07	0,07	0,07	0,08
SO_3	0,20	0,22	0,24	0,22

à savoir 27,86% dans l'horizon le plus profond, avec 5,98% de CO_3Mg , ce qui représente 17,7% du total des carbonates. Le rapport moléculaire entre CO_3Ca et CO_3Mg est de 11/2. Le tableau XXX montre que le profil entier présente pratiquement la même composition chimique, abstraction étant faite de l'humus et des carbonates.

VII. RÉACTION ET ÉCHANGE DES BASES

25. *Sur la réaction du sol.* On avait depuis longtemps reconnu l'importance de la réaction du sol, sans toutefois trouver le moyen de la mettre en évidence numériquement. Les premiers dosages exécutés dans les solutions du sol se rapportaient à l'acidité titrimétrique, mais celle-ci ne montrait pas



l'intensité de l'acidité, car des solutions équimoléculaires, soit d'un acide fort, soit d'un acide faible, nécessitent la même quantité de bases pour la neutralisation. C'est pourquoi l'introduction dans la science du sol de la détermination de la concentration des ions d'hydrogène, dont le mérite revient à M. SAIDEL (166; 167), constitue un réel progrès pour l'étude de la réaction du sol. Bien que M. SAIDEL ait communiqué ses recherches dès 1911, les déterminations de réaction ne deviennent fréquentes qu'après 1916, surtout à la suite de la publication des travaux de GILLESPIE (54).

La détermination de la concentration des ions d'hydrogène est fondée sur les faits simples suivants: l'eau étant dissociée en ions, il existe entre ceux-ci la relation $[H^+] \times [OH^-] = k$. Dans l'eau pure la concentration des ions H^+ étant égale à la concentration des ions OH^- , la relation devient

$$[H^+]^2 = [OH^-]^2 = k.$$

La constante k possède la valeur 10^{-14} à 22° , donc dans une solution neutre on aura

$$[H^+] = [OH^-] = 10^{-7}$$

c'est-à-dire que la concentration est de 10^{-7} ions-grammes au litre. Pour une solution complètement dissociée le nombre des ions sera évidemment plus élevé; pour ClH $n/10$ par exemple, la concentration des ions H^+ est 10^{-1} ; inversement, pour KOH $n/10$ la concentration des ions OH^- étant 10^{-1} , la concentration des ions H^+ sera 10^{-13} (15).

Pour faciliter les constructions graphiques, SÖRENSEN a proposé de représenter l'acidité non par la concentration des ions H^+ elle-même, mais par le logarithme changé de signe de cette concentration, ce qu'on note d'ordinaire par le symbole pH. Par conséquent,

$$pH = -\log [H^+], \text{ ou } [H^+] = 10^{pH}.$$

L'acidité du sol peut être produite par le bioxyde de carbone, l'humus ou l'argile. A la teneur normale de CO_2 de l'air, 1 litre d'eau à 0,00054 gr CO_2 possède un pH de 5,72 (WIEGNER et GESSNER, 202). On peut considérer le complexe colloïdal argilo-humique comme étant constitué par des acides insolubles. Les particules colloïdales, ayant des anions à leur surface, attirent et retiennent les cations d'une solution. Si le nombre des cations est insuffisant pour neutraliser les charges positives de la fonction acide du complexe, la fraction libre acide est dissociée en produisant des ions H^+ . La complexe argilo-humique étant de nature faiblement acide, à dissociation réduite, la neutralisation complète n'aurait lieu que vers un pH proche de 11 (HISSINK, 70).

On parle parfois d'une acidité d'échange et d'une acidité hydrolytique. En réalité il n'existe qu'une seule sorte d'acidité, dont la nature a été succinctement indiquée ci-dessus. Ce fait a été démontré aussi bien par M. PAGE (135) que par M. SAIDEL (171).



La réaction du sol en place semble varier au cours d'une même année. M. BAVER a découvert que les sols deviennent plus acides à partir du mois de mai, pour aboutir en septembre à leur acidité la plus élevée, après quoi celle-ci baisse pour revenir chaque printemps au même pH (11). L'accroissement de l'acidité est plus fort pour les sols acides que pour les sols alcalins. M. BAVER pense que le phénomène pourrait provenir de l'accumulation, pendant l'été, de sels solubles.

Comme application de la détermination de la réaction, on a essayé, sans grand succès, de calculer la quantité de CaO nécessaire pour neutraliser les sols acides. M. MORGAN trouve pourtant une relation mathématique qui, bien qu'inapplicable telle quelle à tous les sols, peut néanmoins s'appliquer par classes de sols, les coefficients de la relation étant fonction de la teneur en humus et de la texture (112).

La culture du sol ne modifie pas sensiblement la réaction. M. PIERRE estime que le bioxyde de carbone émis par les racines des plantes ne modifie pas de façon appréciable la concentration des ions H^+ (137). On a pourtant remarqué qu'autour des racines d'avoine, de seigle, de maïs et de blé la terre devient plus acide, tandis que dans le voisinage immédiat des racines d'orge elle est plus alcaline (CHAMINADE, 23). Ces différences pourraient être en rapport avec l'activité bactérienne, dont l'effet consiste dans la production de bioxyde de carbone et d'azotates, production influencée par la nature de la plante cultivée (140).

26. *Sur l'échange des bases.* On savait dès le commencement du XIX-e siècle que la terre possède la propriété de retenir l'ammoniaque. J. WAY découvre en 1850 que toutes les bases peuvent être absorbées par la terre. C'est WAY qui, le premier, prépare un silicate d'aluminium et de sodium dont il se sert pour des expériences d'absorption, à la suite desquelles il constate qu'une base absorbée peut être remplacée par une autre base (*in* 4). Les recherches sont continuées par VAN BEMMELEN, qui considère que les composés d'absorption n'ayant pas de relations moléculaires constantes, on doit pourtant les distinguer des composés chimiques (12). Comme on a vu, la propriété d'échange est due aussi bien au complexe argileux, constitué d'après les recherches récentes par des composés chimiques définis, qu'au complexe organique, dont la composition chimique n'est pas encore bien établie.

A la suite d'études effectuées avec des zéolites artificielles, les permutites, M. WIEGNER précise les lois de l'échange des bases. Il constate que les ions des bases remplacent d'autant plus facilement les cations trouvés dans le permutite, que les cations de la solution ont une charge électrique plus élevée et que leur hydratation est moindre (203). Pour déterminer l'échange, M. WIEGNER propose la formule:



$$(a - c) = k \left(\frac{c}{a - c} \right)^{\frac{1}{p}}$$

où a représente la quantité en équivalents à l'instant initial, c la quantité en équivalents des ions en état d'équilibre et $(a - c)$ la quantité des ions entrés par échange dans le permutite, k et p étant des constantes.

Les cations liés aux hydrates sont absorbés environ deux fois plus fortement que les mêmes cations des carbonates (RAMANN, 152). GHEDROÏTZ, remarquant lui aussi le phénomène, l'explique par le fait que, le cation étant absorbé à la suite du traitement de la terre par un sel, il se produit une coagulation des colloïdes. Par contre, l'anion libéré agit comme dispersant, dans une mesure qui dépend de sa nature. Grâce à la dispersion, les particules demeurant libres, le résultat final sera une absorption plus forte que dans le cas où la solution contient un anion qui, possédant un pouvoir dispersant inférieur, ne pourra pas empêcher la formation des agrégats. Dans ce cas la surface d'absorption est réduite, et par conséquent l'absorption sera moindre (50).

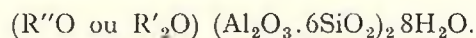
La quantité de bases qu'un sol peut absorber dépend de sa teneur en humus et en argile. M. HISSINK définit le degré de saturation du sol V par le rapport entre la quantité des bases absorbées dans le sol S et la quantité des bases que ce sol pourrait absorber T (67, p. 116). Les valeurs étant données en équivalents, $T - S$ représente le nombre d'équivalents d'hydrogène encore libres que possède le sol.

Pour M. WIEGNER et ses élèves, l'échange des bases est une réaction de surface, et sa vitesse dépendra du nombre et des dimensions relatives des pores de l'absorbant par rapport aux dimensions des cations. Étudiant les différences existant entre les vitesses d'échange, M. CERNESCU explique le fait que l'échange, dans le cas de l'argile, atteint l'équilibre en moins de 5 minutes, par ce que le complexe d'échange forme une pellicule très mince autour des particules inertes, par conséquent l'échange peut avoir lieu rapidement, tandis que, pour le permutite, l'équilibre est à peine atteint dans 10 jours et pour le chabasite après 92 jours; parce que ces derniers possèdent des pores qui pénètrent à l'intérieur des particules et comme le diamètre de ces pores est légèrement supérieur au diamètre des cations, la pénétration devient très laborieuse (21).

Les recherches de M. KELLEY le conduisent à affirmer que les bases échangeables ne se trouvent pas seulement à la surface des particules colloïdales, mais aussi à leur intérieur (81). La structure cristalline des colloïdes ne permet que l'échange des bases localisées à la surface, ou dans le voisinage de la surface. D'après M. KELLEY, les bases échangeables des colloïdes du sol sont le magnésium et, dans une moindre proportion, le potassium. Si les sols normaux renferment surtout du calcium, cela tient à ce

que le Ca contenu dans les solutions du sol échange le Mg qui prédomine à la surface des cristaux des colloïdes (pour les sols alcalins le rôle du calcium revient au sodium). A l'intérieur des cristaux, on ne trouve pourtant pas de calcium, mais du magnésium. Bien que ces conclusions soient contraires à celles énoncées un peu plus haut, il sied de faire remarquer que les faits expérimentaux peuvent être expliqués par chacune des deux hypothèses.

A la suite de ses expériences sur une zéolite de calcium, M. KERR trouve qu'entre la concentration de la solution d'un sel et la quantité de zéolite l'équilibre a lieu en vertu de la loi d'action des masses (82). Les substances à propriété d'échange étant des composés chimiques vrais, les bases font partie intégrante de leur constitution chimique. D'après M. KERR, les sels de l'acide alumino-silicique qui confèrent au sol et aux bentonites les propriétés d'échange des bases, sont de la forme



On trouve une forte quantité de sels solubles dans les sols alcalins, mais la toxicité provient surtout des bases échangeables (KELLEY et BROWN, 80). Tandis que le sodium absorbé par les sols alcalins empêche la croissance des plantes, le calcium peut presque complètement saturer un sol, à condition qu'il y ait aussi du magnésium entre les bases d'échange; ce sol constituera alors le milieu le plus favorable pour les plantes (GHEDROÏTZ, 51).

27. *Méthodes de détermination.* Les mesures de réaction ont été effectuées par voie électrométrique, au moyen de l'électrode à quinhydrone (BIILMANN,

TABLEAU XXXI

Réaction du sol

Tchernoziome

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	pH
1 Băilești	1	0-20	6,90
24 Gara Băilești	23	0-15	7,30
25 Măg. Lubenițești — Măg. Mică	24	0-15	7,25
82 Băilești	172	0-20	7,42
12 Băilești — Boureni	12	0-15	7,38
81 Km 315	168	0-20	7,45
»	169	50-60	8,17
37 Siliștea Crucii — Afumați	39	0-15	6,97
69 Gara Afumați	107	0-20	7,37
» »	108	55-65	8,00



13). On agite pendant quelques minutes un poids de 10 gr de terre avec 25 cmc d'eau, on ajoute quelques centigrammes de quinhydrone, on agite de nouveau une dizaine de secondes et on mesure, à l'appareil de TRÉNEL (193), le potentiel π . On obtient pH à 25° si on emploie l'électrode standard à calomel, grâce à la relation (BAVER, 10):

$$\text{pH} = 7,68 - \frac{\pi}{0,0591}.$$

La somme des bases échangées (S) a été déterminée par la méthode de RICE WILLIAMS (*in* 205, p. 218—219): On traite 10 gr de terre avec environ 200 cmc d'une solution d'acide acétique n/2 et on agite à la main à plusieurs reprises. On fait passer sur un filtre le mélange terre et solution, en employant comme eau de lavage la même solution d'acide acétique et en continuant le lavage jusqu'à ce que le liquide filtré ait atteint le volume d'un litre. On évapore le liquide filtré, après quoi le volume réduit est transvasé dans une capsule en platine, évaporé à sec et enfin faiblement calciné. De cette manière les acétates des cations échangés sont transformés en oxydes. On ajoute 25 cmc d'acide chlorhydrique n/5, on frotte au moyen d'une baguette dont le bout est recouvert de caoutchouc et on laisse reposer 1—2 heures. Finalement on filtre, on lave à l'eau chaude et on titre le surplus d'acide qui a servi à neutraliser les bases échangées. La valeur de ces dernières peut être immédiatement convertie en équivalents-milligrammes pour

TABLEAU XXXII

Réaction du sol

Tchernoziome dégradé

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	pH
30 Vîlle Băilești	30	0—20	6,68
80 Măgura Bușuenilor	164	0—20	7,31
» »	165	50—60	7,45
32 Galicea Mare—Galiciuica	32	0—15	6,86
72 Pădurea Perișorul	136	0—20	7,02
» »	137	55—65	7,45
90 Perișor—Măgurele	205	0—15	7,01
35 Lipovul	37	0—20	6,85
84 La Hodun	178	0—20	7,81
» »	179	60—70	7,87
86 Valea Leșului	186	0—20	6,80
» »	187	55—65	7,43
» »	188	95—105	7,92
91 Cota 146 (Valea Cereceanului)	206	0—15	6,83



100 gr de terre, vu que dans les conditions exposées 1 cmc de solution $n/10$ représente 1 équivalent-milligramme pour 100 gr de terre. Dans le cas des sols qui contiennent des carbonates, on soustrait, du total des bases trouvé, la quantité, en équivalents-milligrammes, de CO_2 .

28. *Les résultats et leur interprétation.* La réaction de différents échantillons de sols est indiquée dans les tableaux XXXI—XXXIV. On peut constater qu'en ce qui concerne les sols dans le profil desquels il existe un horizon *B*, la réaction de ce dernier est plus alcaline que celle de l'horizon *A*. D'ailleurs, l'augmentation de la valeur du pH n'est qu'un phénomène naturel pour les sols possédant un horizon d'accumulation des carbonates. Nous voyons que dans le profil 88 (de la forêt de Ciutura), le pH décroît considérablement jusqu'à la profondeur de 90 cm, pour augmenter ensuite rapidement. Ce profil manifeste certains signes de podzolisation, et on a remarqué par ailleurs que le pH des podzols diminue dans les sous-horizons de *A* au-dessous de la couche superficielle, pour augmenter ensuite dans l'horizon *B* (32). Il sied de faire remarquer encore qu'on n'a pas atteint dans ce profil, l'horizon aux carbonates.

TABLEAU XXXIII

Réaction du sol

Sol brun-roux de forêt

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	pH
85 Pădurea Târnava	181	0—15	6,50
» »	182	55—65	6,90
» »	183	100—110	7,30
87 Pădurea Fântânele	192	0—20	6,55
» »	193	60—70	6,41
» »	194	105—115	6,83
101 Sălcuța	229	0—10	6,45
»	230	40—50	7,08
»	231	95—105	7,46
88 Pădurea Ciutura	197	0—15	6,67
» »	198	25—30	5,94
» »	199	40—50	5,75
» »	200	80—90	5,53
» »	201	130—140	6,40
» »	202	180—190	7,26
» »	203	240—250	7,68
95 Rudari -- Dealul Corlatele	213	0—15	6,95
» » »	214	50—60	7,04
94 Pădurea Rudari	210	3—10	6,00
97 Domnul Tudor	218	0—15	7,22



Le pH des échantillons de la surface des tchernoziomes oscille entre 6,90 et 7,45; pour les tchernoziomes dégradés, pH est compris entre 6,68 et 7,31, exception faite du profil 84 (La Hodun), où l'on trouve, à la surface, de petites quantités de CO_3Ca . Enfin, les sols brun-roux de forêt possèdent un pH qui varie de 6,00 à 7,22. Par rapport aux réactions d'autres sols de

Roumanie (169), les chiffres ci-dessus constituent le cas normal.

La réaction des sols qui contiennent des carbonates est déterminée par la teneur de ces derniers. On voit, fig. 16, la relation qui existe entre pH et CO_3Ca du sol (le logarithme du pourcentage de CO_3Ca a été porté en abscisse). Grâce à sa dissolution dans l'eau, le carbonate de calcium présent dans le sol jusqu'à 0,1 % fait que la réaction augmente très vite, jusqu'à pH 8,0. A partir de cette valeur, aussi fort que soit l'accroissement de la teneur en carbonates du sol, la solution étant à peu près saturée, pH tend lentement vers 8,48 qui, à la teneur normale de l'atmosphère

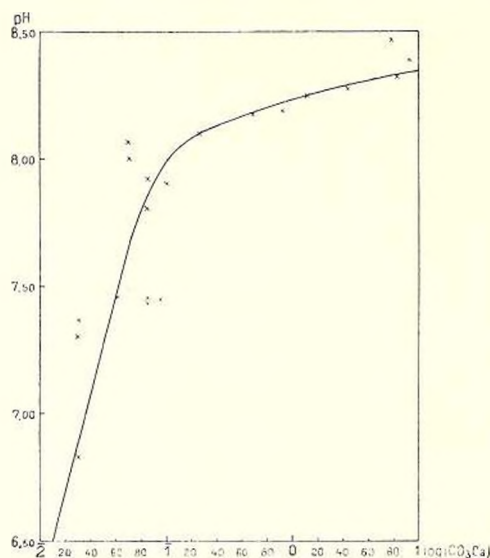


Fig. 16. — Relation entre le pH et la teneur en CO_3Ca du Sol (cette dernière étant exprimée par son logarithme)

en CO_2 , représente la réaction de la solution saturée de CO_3Ca (WIEGNER et GESSNER, 202). L'action-tampon du carbonate de calcium dans le sol exerce une influence considérable sur la limitation de l'accroissement de la réaction. La courbe donne, pour une teneur en carbonates de 10%, un pH 8,4, tandis que pour 1 % il est déjà de 8,2.

Le tableau XXXV indique la somme des bases échangées (S) des sols. Dans les sols normaux, les différents cations échangés se trouvent dans une proportion qui ne varie guère. M. HISSINK trouve la composition moyenne suivante pour les bases échangées, représentée en pour-cent de leur somme (67, p. 108):

Ca 79%, Mg 13%, K 2%, Na 6%.

Nous avons calculé, des données concernant des sols roumains (170), la répartition des bases en pour-cent du total (échantillon de la surface). On en trouvera les chiffres dans le tableau XXXVI.

Les bases étant absorbées par l'humus et l'argile, essayons d'établir la

TABLEAU XXXIV

Réaction du sol

Sols intrazonaux

Type du sol	Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Profondeur cm	pH
Sol du genre rendzina	56 Urzicuța	72	0—15	8,38
	11 Băilești	11	0—15	8,19
	53 Amzulești	60	0—15	8,11
Sol au profil faiblement développé	99 Valea Cereceanului	223	0—15	8,32
	102 Târnava	233	0—15	7,90
Tchernoziome dégradé des dépressions	96 V. Fânt. lui Andrei	215	0—10	6,89
	» » »	216	60—70	7,20
	» » »	217	145—155	7,66
	98 Giubega Vii	221	0—15	7,00
Alluvions humides sans drainage	92 Cioroiul	207	0—15	8,25
	93 Afumați	208	0—3	8,47
	»	209	3—15	8,27
Podzol des dépressions	108 Conacul lui C. Popp	255	0—2	6,08
	» » »	256	4—12	6,20
	» » »	257	16—25	6,48
	» » »	258	25—35	6,58
	» » »	259	40—50	6,90
	» » »	260	60—70	7,00
	» » »	261	135—145	7,25
	» » »	262	180—190	7,40
	» » »	263	250—260	7,41

proportion dans laquelle elles sont fixées par chacun de ces composants. Supposons une relation de la forme

$$(1) \quad kH + lA = S$$

où H représente le pour-cent d'humus, A le pour-cent d'argile et S la somme des bases échangées, exprimée en équivalents-milligrammes. Ces valeurs nous sont données par l'analyse. Il faut déterminer k , qui représente la quantité, en équivalents-milligrammes, de bases absorbées par 1 gr d'humus et l la quantité, en équivalents-milligrammes, de bases absorbées par 1 gr d'argile. Des relations simples de cette forme ont été déjà proposées par nous pour expliquer certaines autres propriétés des sols dépendant de l'humus et de l'argile (POPOVĂȚ, 1941).

TABLEAU XXXV
Somme des bases échangeables (S)

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	S équivalents mgr pour 100 gr terre	Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	S équivalents mgr pour 100 gr terre
82 Băilești	172	30,4	86 V. Leșului	187	33,1
81 Km. 315	168	24,5	85 Păd. Târnava	181	28,4
"	169	25,3	" "	182	30,3
69 G. Afumați	107	30,0	87 Păd. Fântânele	192	31,0
"	108	28,5	" "	193	27,7
80 Măg. Buțuenilor	164	28,8	" "	194	30,2
" "	165	28,7	101 Sălcuța	229	28,0
72 Păd. Perișorul	136	34,4	"	231	36,8
" "	137	32,1	88 Păd. Ciutura	197	19,2
84 La Hodun	178	38,6	" "	199	16,8
" "	179	34,9	" "	200	21,5
86 V. Leșului	186	34,9	" "	203	28,5

TABLEAU XXXVI

Bases échangeables de quelques sols de Roumanie, calculées par rapport à $S=100$

Type du sol et localité	Ca	Mg	K	Na
Podzol de Sighișoara	86,9	8,4	8,2 ¹⁾	2,5
Sol brun-roux de forêt de Băneasa	81,7	13,8	2,9	1,6
Tchernoziome de Mileanca	80,0	16,9	2,7	0,4
Tchernoziome châtain de Mărculești	81,3	15,6	2,2	0,9
Sol brun de steppe de Medgidia	83,7	10,8	2,2	3,3
Moyenne	82,7	13,1	2,5	1,7

¹⁾ Valeur omise de la moyenne.

Certains auteurs considèrent que la capacité d'absorption de l'argile dépend de sa composition chimique, à savoir, pour un rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ croissant, la capacité augmente (27). D'autres auteurs contestent cette propriété, mais en tout cas, comme l'argile des sols étudiés par nous offre une composition chimique pratiquement constante (v. paragraphe 24), nous supposons que l'argile de tous les sols, par unité, a fixée une même quantité de bases. Quant à l'humus, M. HISSINK constate qu'il existe une relation entre pH et la quantité de bases qu'il retient (69).



Ayant admis ces faits, nous avons formé des systèmes de deux équations de la forme (1), entre les données se rapportant aux échantillons à pH égal ou dont le pH ne diffère que tout au plus de 0,2. De 8 systèmes semblables, nous avons trouvé pour k et l les valeurs du tableau XXXVII.

TABLEAU XXXVII

pH	k	l
6,3 ; 6,4	2,77	0,50
6,8 ; 6,8	2,50	0,64
6,9 ; 7,0	2,78	0,59
7,3 ; 7,4	3,74	0,62
7,4 ; 7,5	4,84	0,47
7,5 ; 7,5	3,43	0,75
7,7 ; 7,8	3,85	0,64
8,0 ; 8,2	5,71	0,63

Comme certains échantillons de sols (du tableau XXXVII) sont prélevés dans la couche au-dessous de la surface et présentent par conséquent une teneur en humus réduite, on ne peut pas trop se fonder sur les valeurs trouvées pour k , malgré leur tendance à croître en même temps que pH. Les valeurs de l n'offrent pas de variations importantes, en tout cas la variation n'est pas dirigée, aussi croyons-nous qu'on peut la considérer comme des oscillations autour d'une moyenne, qui est $l = 0,60$. Des 8 valeurs du tableau, 5 sont très près de cette moyenne. Nous présumons donc pouvoir à l'aide de cette valeur $l = 0,60$ recalculer k pour chaque échantillon de sol. Le tableau XXXVIII contient ces nouvelles valeurs, en même temps que l'humus, l'argile, S et pH des sols. Fig. 17 représente la variation de ce coefficient k en fonction de la réaction. Entre pH 6,5 et 7,5, la courbe semble presque droite. Au-dessus de pH 7,5, la courbe pourrait subir une inflexion, dans ce cas k augmenterait plus vite que pH, mais ni la position des points, ni leur nombre ne permettent d'affirmer rien de sûr à ce sujet. Si, pour les valeurs au-dessous de pH 6, la courbe ne change plus d'allure, la forme de cette courbe incite à conclure que vers un pH un peu supérieur à 5,5 on doit avoir $k = 0$, autrement dit, pour cette réaction l'humus n'a plus de bases absorbées.

Pour la construction de la courbe, nous n'avons pu utiliser les valeurs du tableau données par les échantillons 179 et 203. On remarquera encore que les échantillons à réaction acide, près de pH 6, ne permettent pas le calcul de k au moyen de $l = 0,60$, car dans ce cas le coefficient l semble être plus petit. Comme nous avons en effet supposé l constant, l'argile serait donc saturée au même degré pour tous les sols, ce qui peut ne être rigoureusement

TABLEAU XXXVIII
Coefficient d'absorption de l'humus (k)

Numéro de l'échantillon	Humus	Argile	S	pH	k	Numéro de l'échantillon	Humus	Argile	S	pH	k
168	3,1	22,1	24,5	7,5	3,6	181	5,9	32,3	28,4	6,5	1,5
169	1,7	21,0	25,3	8,2	7,5	182	1,8	42,9	30,3	6,9	2,6
107	3,7	25,7	30,0	7,4	3,9	192	5,3	32,5	31,0	6,6	2,2
108	1,7	26,1	28,5	8,0	7,5	193	1,4	47,6	27,7	6,3	—
164	3,5	25,3	28,8	7,3	3,9	194	1,0	44,0	30,2	6,8	3,8
165	2,1	27,8	28,7	7,5	5,4	229	3,0	39,4	28,0	6,4	1,5
136	5,5	32,1	34,4	7,0	2,7	231	1,3	49,9	36,8	7,7	5,3
137	1,8	34,5	32,1	7,5	6,9	197	5,5	23,9	19,2	6,6	0,9
178	4,6	29,1	38,6	7,8	4,6	199	1,2	39,6	16,8	5,6	—
179	1,2	35,0	34,9	7,9	11,6	200	1,4	49,9	21,5	5,5	—
186	5,5	33,4	34,9	6,8	2,8	203	0,9	42,7	28,5	7,7	12,5
187	2,5	38,2	33,1	7,4	4,1						

exact, même si nous pouvons considérer, en première approximation du moins, que les variations soient petites, vu que la composition chimique de l'argile reste pratiquement la même.

Des données publiées par M. HISSINK (71) nous avons calculé que l'ar-

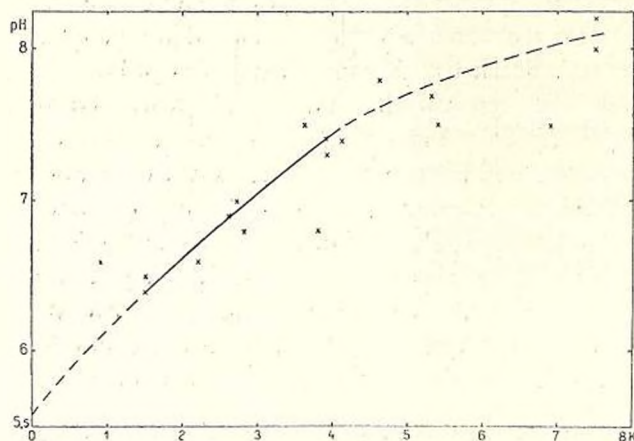


Fig. 17. — Relation entre le coefficient d'absorption de l'humus pour les bases (k) et le pH des sols

gile, pour être saturée, absorbe 0,90 équivalents-milligrammes de bases par gramme. M. RICE WILLIAMS trouve 0,57 (in 160, p. 110—111), ce qui semble trop peu pour la saturation, mais le chiffre est très près de la valeur trouvée par nous. En ce qui concerne le coefficient pour l'humus, c'est toujours M. HISSINK qui nous offre des données (68) desquelles nous avons calculé que pour pH 7, $k = 2,32$ équivalents-milligrammes, chiffre point trop éloigné de la valeur 2,9 que nous trouvons fig. 17.

Dans le même ordre d'idées nous mentionnerons que selon MM. PIERRE

et SCARSETH le degré de saturation augmente en même temps que pH, mais que pour un même pH il diffère d'un sol à l'autre (138). M. PURI trouve les coefficients 0,252—1,516 pour la capacité d'échange de l'argile, mais comme il ne résulte pas de son travail (148) qu'il a aussi tenu compte de la capacité de l'humus, nous ne pouvons dire au juste ce que ces chiffres représentent.

Pour conclure, nous dirons que le fait de vouloir conférer à l'humus et à l'argile des coefficients qui caractérisent leurs propriétés ne peut représenter qu'une approximation, utile dans la mesure où, à l'aide de quelques valeurs déterminées par l'analyse, on peut en déduire certaines autres, mais comme la nature de l'humus n'est pas encore bien établie et que l'argile, quoique représentant une substance définie, est constituée par un grand nombre de fractions, de grandeur et composition différentes, dont chacune peut intervenir dans le phénomène étudié à coefficients différents, la valeur des coefficients que nous calculons ne peut être qu'approximative et représente un état moyen.

VIII. ADSORPTION DE L'EAU PAR LES COLLOÏDES DU SOL

29. *Hygroscopicité, eau hygroscopique.* On peut évaluer la teneur en colloïdes du sol sans les séparer, mais en déterminant une de leurs propriétés caractéristiques. On a utilisé dans ce but les matières colorantes qui donnent avec les colloïdes des composés d'absorption peu solubles (66), ou bien l'équivalent d'humidité qui est déterminé, d'après BRIGGS et McLANE, par l'humidité que retient un sol préalablement saturé d'eau après avoir subi une centrifugation dont la force est mille fois celle de la gravitation (in 107). C'est RODEWALD qui a déterminé la chaleur dégagée par un sol lorsqu'il est humecté (111, p. 67—68). La chaleur d'humectation décroît à mesure que les particules colloïdales recouvrent leur surface d'une pellicule d'eau. Les recherches de RODEWALD et MITSCHERLICH ont établi que l'eau adsorbée par la terre à l'instant où la chaleur d'humectation devient nulle, c'est-à-dire à l'instant où la surface entière des colloïdes est humectée, est égale en quantité à celle adsorbée par la même terre amenée en équilibre avec la tension de vapeurs donnée dans le vide par une solution d'acide sulfurique à 10% (111, p. 69). Cette quantité d'eau s'appelle l'hygroscopicité du sol. D'ailleurs, la terre adsorbe aussi l'eau de l'atmosphère, c'est ce qu'on appelle l'eau hygroscopique, mais pour le même échantillon de terre l'eau adsorbée varie suivant l'état d'humidité de l'atmosphère.

Les déterminations d'hygroscopicité et d'eau hygroscopique ont été effectuées, sur les mêmes échantillons de terre, de la manière suivante: on pèse environ 10 gr de terre dans des fioles en verre au bouchon rodé, on pose

plusieurs fioles dans un exsiccateur sur le fond duquel il se trouve 200 cmc d'une solution à 10% de SO_4H_2 . On fait le vide à l'intérieur de l'exsiccateur, qu'on place dans un endroit à l'abri des variations sensibles de la température. Au bout de cinq jours (108), on introduit dans l'exsiccateur de l'air sec, on bouche et pèse les fioles, après quoi on les introduit, de nouveau débouchées, dans une étuve où l'on fait le vide — à l'intérieur de l'étuve se trouve un petit cristalliseur à pentoxyde de phosphore. L'étuve est chauffée à 100° pendant six heures¹⁾. La différence entre le poids de la terre, après saturation aux vapeurs d'eau dans l'exsiccateur à SO_4H_2 et le poids de la même terre séchée, constitue l'hygroscopicité, qu'on calcule pour 100 gr. de terre séchée à 100° . La perte en poids depuis la première pesée — la terre séchée dans l'atmosphère — et la dernière pesée — après séchage à 100° — rapportée toujours à 100 gr de terre sèche, représente l'eau hygroscopique.

30. *Les résultats et leur interprétation.* Les résultats figurent au tableau XXXIX. Autant l'hygroscopicité que l'eau hygroscopique ont des valeurs proportionnelles à la quantité d'argile du sol, comme il ressort de la fig. 18. Dans le cas de l'hygroscopicité, lorsque l'humectation se produit dans des conditions définies, les points d'un côté et de l'autre de la ligne médiane sont plus serrés que dans le cas de l'eau hygroscopique, où, bien que les grandeurs déterminées soient près de deux fois inférieures aux précédentes, les points sont situés sur une bande plus large, ceci à cause des conditions variables d'humectation dans l'atmosphère.

Pour définir quantitativement le rôle joué par les deux composants colloïdaux du sol, l'humus et l'argile, nous avons divisé, dans les données se rapportant aux échantillons pris en profondeur du profil (on a éliminé l'échantillon de la surface), le pour-cent d'hygroscopicité par le pour-cent d'argile et ensuite nous avons établi la moyenne des valeurs trouvées dans chaque profil. Ces valeurs sont les suivantes, arrangées, par profils, dans le même ordre que dans le tableau XXXIX: 0,31; 0,33; 0,29; 0,31; 0,29; 0,29; 0,27; 0,28; 0,30. La moyenne en est de 0,29, chiffre dont, on le voit, aucune des grandeurs individuelles ne s'éloigne. Le coefficient 0,29 représente l'hygroscopicité pour 1 gr d'argile; nous le désignerons par a .

Si maintenant, dans l'équation formée avec les données se rapportant aux échantillons de la surface

$$hH + aA = \chi,$$

où H , A et χ représentent les pour-cent d'humus, d'argile et d'hygroscopicité, nous introduisons la valeur $a = 0,29$, nous pouvons déterminer h , le

¹⁾ M. MITSCHERLICH (loc. cit.) constate que pendant le chauffage dans l'air à 105° il se produit une décomposition des matières humiques, aussi recommande-t-il l'étuve à vide.

TABLEAU XXXIX

Adsorption de l'eau par les colloïdes du sol

Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Hygroscopicit ^é %	Eau hygroscopique %	Numéro du profil et emplacement	Numéro de l'échantillon	Hygroscopicit ^é %	Eau hygroscopique %
81 Km. 315	168	6,15	3,29	85 Păd. Târnavă	181	9,35	3,91
	169	6,16	3,30		182	12,03	6,86
	170	3,73	1,82		183	10,87	6,08
	171	4,90	2,19		184	9,66	4,67
69 G. Afumați					185	9,92	5,89
	107	7,78	4,77	87 Păd. Fântânele	192	9,69	5,24
	108	8,00	5,01		193	13,24	7,35
	109	6,25	3,27		194	12,17	6,72
	110	6,32	3,27		195	10,90	5,70
	111	6,07	2,71		196	10,17	5,30
	112	5,43	2,83	101 Sălcuța	229	9,19	5,51
	113	4,33	3,02		230	12,74	8,16
80 Măg. Bușuenilor	114	4,55	3,87		231	13,41	8,68
	164	7,18	3,99		232	12,27	7,83
	165	7,93	4,26	88 Păd. Ciutura	197	7,67	3,51
	166	6,67	3,28		198	7,77	3,72
72 Păd. Perișorul	167	4,81	2,33		199	10,85	5,58
	136	9,86	5,05		200	13,98	7,22
	137	10,01	5,45		201	12,34	6,42
	138	9,10	4,95		202	11,65	6,00
84 La Hodun	139	7,11	3,76		203	11,97	6,06
	178	9,73	5,11	96 V. Fânt. lui Andrei	215	8,03	4,44
	179	10,46	5,70		216	11,42	6,61
86 Valea Leșului	180	8,35	3,82		217	10,14	6,11
	186	8,97	4,96				
	187	10,52	5,64				
	188	9,78	5,20				
	189	8,41	4,04				
	190	8,57	3,81				
	191	8,87	3,95				

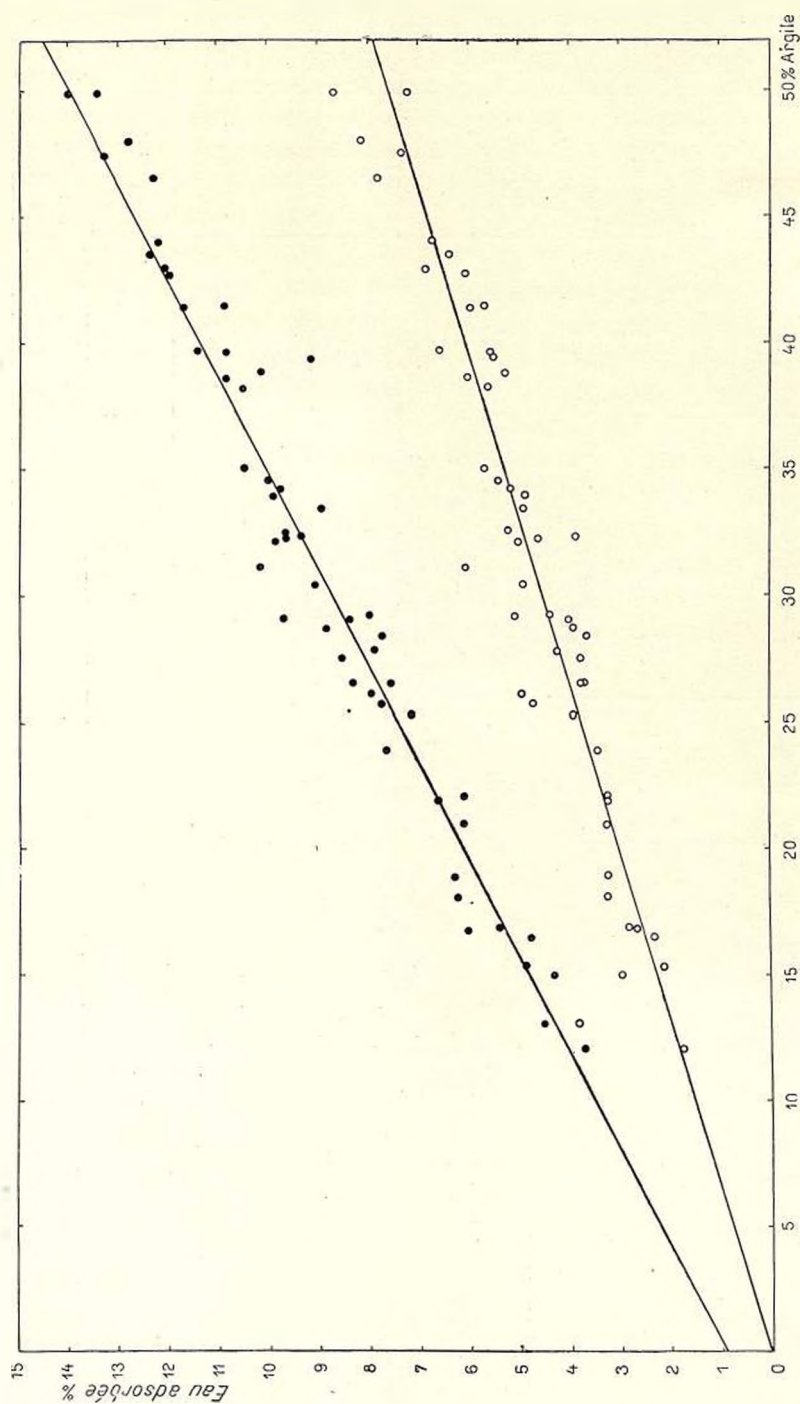


Fig. 18. — Relation entre les quantités d'argile et d'eau adsorbée

● Hygroscopicité
○ Eau hygroscopique

coefficient d'hygroscopicité de l'humus. Les valeurs obtenues pour h sont très petites, certaines sont même négatives: $-0,08$; $+0,09$; $-0,05$; $+0,10$; $+0,28$; $-0,13$; 0 ; $+0,05$; $-0,75$; $+0,13$; $-0,10$. On pourrait en conclure que $h = 0$, autrement dit, l'humus n'adsorbe pas l'eau.

Bien que peu probable, admettons, pour l'instant, cette conclusion et revenons à la fig. 18, qui représente la relation entre l'hygroscopicité et l'argile, abstraction faite de l'humus. On y remarque qu'une fraction de l'hygroscopicité, à savoir $0,9\%$, doit être retranchée du total déterminé. Cette fraction représente, peut-être, en moyenne, l'eau retenue entre les particules d'argile et qui ne peut plus être rendue lorsqu'on chauffe. En procédant de la sorte, on trouve comme valeur moyenne $a = 0,26$. C'est cette valeur que nous prendrons comme exacte. Si on porte maintenant $a = 0,26$ dans l'équation ci-dessus, on trouve pour h les valeurs suivantes: $+0,12$; $+0,30$; $+0,17$; $+0,27$; $+0,47$; $+0,05$; $+0,16$; $+0,24$; $-0,35$; $+0,26$; $+0,11$.

A l'exception d'une seule, ces valeurs sont positives. Elles signifient que l'humus adsorbe l'eau et que la capacité d'adsorption varie d'un sol à l'autre. Cette conclusion est plus conforme à l'idée que nous nous faisons des propriétés d'adsorption de l'humus, aussi l'adoptons-nous.

Essayons maintenant de voir comment varie la capacité d'adsorption de l'humus. Nous sommes tenté de supposer que l'humus adsorbera d'autant plus d'eau qu'il

sera plus saturé de bases. La relation entre pH et le degré de saturation avec bases étant connue, (paragraphe 28) il faudrait que h augmente en même temps que pH. Dans la fig. 19 on a inscrit les points représentant aussi bien les valeurs des échantillons de la surface que celles des échantillons immédiatement au-dessous, dans lesquels on trouve $1-2\%$ d'humus. On remarquera que les points sont plus serrés autour d'un point qui correspond à $h = 0,20$ et pH 7. Si la situation des points nous permettait de tracer la ligne médiane, on constaterait que pour pH 6,5 l'humus n'ad-

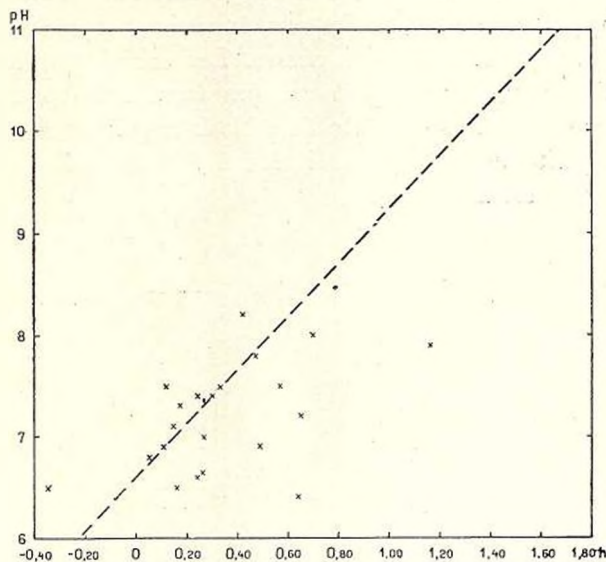


Fig. 19. — Relation entre le pH du sol et le coefficient hygroscopique de l'humus (h)

sorberait plus d'eau. La valeur de h serait négative pour pH inférieur à 6,5 et, à l'état de saturation complète du sol, qui se produit vers pH 10—11 (135; 70), le coefficient h aurait la valeur 1,5.

Nous pensons que ces résultats proviennent plutôt d'actions secondaires ne permettant pas de déceler les faits réels. C'est ainsi que les échantillons de terre à réaction acide, où l'humus étant dispersé la surface active est grande, celui-ci, pendant la manipulation des fioles, après séchage à l'étuve, adsorberait de l'eau de l'atmosphère, et comme l'hygroscopicité semble moins élevée à la pesée, h sera plus petit que de raison et pourra même, puisque a est considéré constant, paraître négatif. Pour les échantillons de terre à réaction alcaline, où l'humus est coagulé, celui-ci adsorbera dans les mêmes conditions une quantité d'eau moindre, et le résultat final en sera moins affecté quant à la valeur de h .

Quoi qu'il en soit, des résultats précédents on peut conclure que l'hygroscopicité et même l'eau hygroscopique peuvent servir à une évaluation approchée de l'argile des sols, du moins pour ceux dont la réaction ne s'écarte pas trop de la réaction neutre. Les sols étudiés par nous remplissant cette condition, nous ne pouvons pas étendre la conclusion aux sols nettement acides ou nettement alcalins. Nous rappellerons que le coefficient d'hygroscopicité de l'argile a été trouvé $a = 0,26$. Le coefficient d'eau hygroscopique est $a' = 0,15$.

TROISIÈME PARTIE

CARACTÉRISTIQUE DES TYPES DE SOLS

IX. TCHERNOZIOME

31. *Conditions de formation.* Le processus de formation du tchernoziome est le produit des conditions de climat et de végétation herbacée de la steppe. Les plantes qui se développent dans la steppe sont surtout des graminées très résistantes à la sécheresse qui y règne pendant l'été. Les résidus morts des herbes sont transformés en humus, surtout pendant le printemps, lorsqu'il y a en même temps de l'humidité et de la chaleur. La transformation plus avancée de la matière organique, la décomposition par les microorganismes du sol en CO_2 et H_2O , requiert une température plus élevée, comme celle de l'été, mais cette saison manque de suffisamment d'humidité. D'une part une production active, de l'autre une décomposition réduite, voilà les causes de l'accumulation de l'humus dans le tchernoziome.

L'humidité suffit pour le lavage à de grandes profondeurs des sels facilement solubles, mais non pas au lavage des carbonates à plus de quelques dizaines de centimètres de la surface. Sous l'action de l'aspiration des racines et, peut-être, pendant la sécheresse, aussi par l'ascension capillaire de l'eau des couches inférieures, riches en sels de calcium et de magnésium, ceux-ci arrivent jusqu'à la plante qui, après dessèchement, constitue la source principale de production de l'humus. De la sorte, le calcium et le magnésium (en partie le potassium et très peu le sodium) sont rendus au sol qui possède de cette manière, malgré le lessivage, une solution de sels alcalino-terreux et alcalins. Les bases sont absorbées par le complexe colloïde, surtout par l'humus. Celui-ci, partiellement saturé, coagule et par conséquent n'est pas entraîné en profondeur par la solution du sol. Le mouvement dans le profil des bases, le lessivage et l'ascension, maintiennent au sol une réaction plus ou moins neutre.

C'est dans la steppe russe que ces conditions climatiques sont remplies intégralement. L'hiver y est très froid (moyenne -4° jusqu'à -12°) et prolongé, le printemps tardif, en été la sécheresse commence tôt. Dans le pays de Voronège, où le tchernoziome peut contenir 16% d'humus (182, p. 382), la température moyenne annuelle atteint à peine $5,4$ à précipitations de



536 mm (85, p. 210—211). En moyenne, dans la steppe à tchernoziome de Russie, à une hauteur des précipitations de 424,4 mm et à une température annuelle de 4°,4 correspond un indice d'aridité élevé, 30,2.

Le climat dans la zone du tchernoziome de Roumanie diffère du climat russe. La température moyenne annuelle est considérablement supérieure, 10° à 11°C, et pendant les mois d'été, juin et même juillet, il tombe suffisamment de pluies pour que la décomposition de l'humus soit active. Ce n'est assurément pas l'absence de la production, mais sa décomposition qui fait que la Roumanie en général et notre région en particulier ne contiennent guère de tchernoziome riche en humus. C'est encore à la longueur de l'automne, humide et assez chaude, que M. STEBUTT attribue les caractères de dégradation que présentent les tchernoziomes de l'Europe centrale (182, p. 379 et suiv.). Tandis qu'ici l'automne et l'été sont des périodes de formation du sol, en Russie celles-ci sont des périodes de repos.

32. *Morphologie.* Voici la description que donne KOSOVITCH du profil du tchernoziome vierge typique (85, p. 281—288): à la surface se trouve un réseau ténu de plantes, sur une profondeur de 2—4 cm, reposant sur une masse de fines racines entremêlée d'une poussière constituée par des particules minérales. Au-dessous, la couleur est foncée et la structure est à grains friables; c'est l'horizon à humus, *A*. La structure granulaire caractéristique du tchernoziome est due en grande partie aux vers de terre et aux racines de graminées. Les grains sont arrondis et mesurent de 2 à 4 mm en diamètre. Plus bas, la couleur devient plus claire, la structure est plus grossière; les mottes se divisent en morceaux de plus en plus grands et anguleux. L'horizon à humus peut atteindre des profondeurs variant de 40 à 150 mm, mais d'ordinaire il est de 70—100 cm. Il passe à la roche-mère par l'intermédiaire d'une zone d'accumulation du carbonate de calcium et, en partie, aussi du carbonate de magnésium. L'accumulation se manifeste d'abord par la présence de veinules blanches le long des nombreuses crevasses de l'horizon *C*, par des taches et, en profondeur, par des concrétions, fréquemment creuses, qu'on trouve surtout dans les espaces libres laissés par les vers de terre.

Dans la plupart des cas, l'horizon *A* ne renferme pas de carbonates, ceux-ci ayant été lessivés jusqu'à 40—60 cm, mais dans les régions plus arides l'effervescence peut se produire dès la surface. Dans les régions plus humides, les concrétions se trouvent à des profondeurs supérieures à celles des régions arides. A la partie supérieure, les concrétions peuvent avoir été altérées et digérées par l'action des eaux d'infiltration (39). D'après GLINKA, la présence du carbonate de calcium dans les horizons inférieurs tient au processus de formation du tchernoziome, car on en rencontre même dans les profils de sols dont la roche-mère ne contenait pas de CO_3Ca (56, p. 118);

C'est à une roche-mère très riche en calcaire qu'on doit la persistance, à la surface, du CO_3Ca (*ibid.*).

Nous donnons ci-dessous la description de la morphologie de deux profils de tchernoziome de la région étudiée par nous.

Profil 81, auprès de la borne kilométrique 315 du chemin de fer. L'horizon *A*, châtain foncé, à structure granulaire, poreux. A 45 cm, la couleur devient plus claire. L'horizon à humus est profond de 67 cm. On observe des krotovinas dans le profil. L'effervescence se produit à 61 cm; on trouve des efflorescences à 73 cm et des concrétions de la grandeur d'une noisette à 105 cm. Au-dessous de 115 cm, les efflorescences sont prolongées par des veinules blanches qui, à leur tour, disparaissent à 135 cm. A ce niveau, les concrétions sont nombreuses, dures et atteignent 3 cm en diamètre. Vers 160 cm on ne rencontre plus de concrétions, la masse est sableuse, de couleur café au lait, parsemée de taches calcaires-sableuses un peu plus claires.

Profil 69, au N de la gare d'Afumați. Horizon *A* brun-châtain, assez compact, structure à grains consistants. De rares cailloux d'un diamètre de 3—4 mm. Des crevasses verticales jusqu'au niveau de l'effervescence, 75 cm. A 78 cm, on observe de petites concrétions calcaires, à surface corrodée. Immédiatement au-dessous apparaissent les efflorescences. Les concrétions deviennent de plus en plus nombreuses et grandes. Vers 135 cm, à partir d'où l'on ne voit plus d'efflorescences, il se forme une auréole calcaire autour des concrétions, sur une zone de quelques centimètres. Vers 160 cm, le nombre des concrétions diminue, et à partir de 190 cm on n'en trouve que rarement et dans un état d'altération avancée. Le carbonate de calcium, dissout des concrétions est disséminé dans la masse sableuse. On trouve par endroits des noyaux dans le calcaire inaltéré, mesurant de 1—5 cm en diamètre. A 255 cm, la masse devient très riche en calcaire ce qui lui imprime une teinte grise tirant sur le blanc, à noyaux de calcaire altéré. On rencontre plus bas aussi des concrétions dures inaltérées, de plus en plus nombreuses et volumineuses, atteignant 5 à 8 cm en diamètre à 290 cm de profondeur. Le profil garde cet aspect jusqu'à 370 cm.

33. *Interprétation des données de l'analyse.* La faible teneur en humus, qui atteint à peine 4%, caractérise le tchernoziome de la région étudiée. Les tchernoziomes des zones méridionales sont d'ailleurs surtout pauvres en humus. Dans le district de Cetatea Albă (Bessarabie), NABOKIKH a trouvé des tchernoziomes à 2,30% d'humus (128). Nous attribuons ce fait à la décomposition intense de la matière organique, produite par la température assez élevée des mois d'automne, lorsque l'humidité favorise elle-aussi l'activité des microorganismes. Par surcroît, les sols dont la teneur en humus est la plus réduite sont les sols formés sur des sables de dunes. Tel est le



cas des échantillons 1 (Băilești), à 2,22 % d'humus, et 23 (G. Băilești), à 2,91 %. Le processus qui a présidé à la formation de ce dernier sol, situé sur des dunes anciennes, a imprimé à la masse une compacité relative. La faible teneur en matière organique des sols sableux tient à ce que l'eau et l'air, en pénétrant facilement dans le sol, activent la décomposition de la matière organique (GLINKA, 56, p. 109). La valeur moyenne de l'humus des échantillons analysés n'est que de 3,30 %.

Dans aucun profil l'effervescence ne se produit à la surface. Dans la portion à l'E de Băilești, vers les cotes 61 et 60 et jusqu'à la commune d'Afumați, l'effervescence a lieu à 30—35 cm de profondeur, et dans les autres profils d'ordinaire vers 60—70 cm. Le carbonate de calcium dans l'horizon C atteint 20 %. Le profil 69 comprend une couche à 200 cm contenant plus de 29 % de CO_3Ca , mais cette forte accumulation s'explique par la profondeur. A cette profondeur, l'eau semble dissoudre encore une partie des carbonates dont l'accumulation sera plus prononcée s'ils sont transportés plus bas. Une deuxième zone d'accumulation s'y trouve à 270—370 cm, représentant des différences dans les dépôts, comme il ressort du tableau XVIII, outre le lessivage d'un sol ancien, duquel il ne reste pourtant pas de traces appréciables.

Si la roche est homogène, la constitution mécanique et la composition chimique restent constantes tout le long du profil. NABOKIKH pense que la structure granulaire du tchernoziome en ameublissant celui-ci permet à l'eau de passer vite en profondeur, sans rien pouvoir modifier dans les horizons (129). Même quand la roche reste la même tout le long du profil, il se peut qu'on trouve un peu plus d'argile dans l'horizon supérieur qu'en profondeur. L'argile résulte du processus de dégradation qui se produit pendant certaines périodes de l'année, très courtes, à humidité suffisante. L'argile produite n'est pas entraînée en profondeur, elle demeure sur place. Mais la majeure partie de l'argile, sinon toute, provient de dégradations antérieures et existait dans le matériel déposé avant que l'action de formation du sol ne commençât à se manifester. La composition chimique de l'argile est constante dans le profil, ayant un rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ d'environ 3.

La réaction dans la couche superficielle est en moyenne de 7,26. Les variations du pH des différents échantillons ne sont pas fortes, aux limites 6,90 à 7,45.

X. TCHERNOZIOME DÉGRADÉ

34. *Conditions de formation.* Le terme de *d é g r a d a t i o n* a été employé par KORJINSKY en 1886, pour désigner l'altération du tchernoziome sur lequel la forêt commence à pousser (*in* 58), et le sol, durant les premières phases du processus, fut appelé tchernoziome dégradé. Les auteurs russes, qui fu-



rent les premiers à étudier le phénomène, considèrent le tchernoziome dégradé comme un type faisant la transition entre le tchernoziome et les sols gris de forêt. Sous le climat froid de Russie, dans la steppe envahie par la forêt, la première manifestation de la dégradation affecte la couleur du sol, qui devient plus claire. C'est une conséquence de la diminution de la teneur en humus, elle-même produite par une humidité plus grande. Le sol n'étant plus saturé de bases, la réaction devient plus acide. Par rapport à la richesse du tchernoziome russe en humus — d'ordinaire 8—12% — le tchernoziome dégradé est moins riche, bien qu'il contienne encore 5—8% d'humus (175).

En général, la forêt commence à envahir la steppe par les vallées des rivières, où l'humidité du sous-sol lui permet de se développer. Partant ensuite des ravins latéraux, elle s'étend en haut, jusqu'au plateau (ENCULESCU, 35, p. 240—244). Lorsque la steppe et la forêt engagent la lutte, c'est celle-ci qui reste ordinairement victorieuse. Le sol perd d'abord sa couleur et ensuite la structure granulaire typique du tchernoziome, pour passer peu à peu à la structure schisteuse du sol gris de forêt (FLOROV, 43).

En Roumanie, on entend par tchernoziome dégradé un sol à caractéristiques assez différentes. Vu la différence de climat entre la steppe à forêt russe et la steppe roumaine, on ne pouvait évidemment pas s'attendre à ce que la formation du sol fût semblable. Chez nous, dans l'avant-steppe, ou steppe à forêt, la température est assez élevée pour que l'humus se produise en plus forte quantité que dans l'avant-steppe russe, à basse température. Ce qui caractérise en premier lieu ce sol en Roumanie, c'est précisément l'accroissement de la teneur en humus du tchernoziome dégradé par rapport au tchernoziome. D'après M. ENCULESCU, l'humidité plus forte de l'avant-steppe augmente la teneur en humus, tandis que, dans le sous-sol, la même humidité provoque la formation d'un horizon *B* (41). C'est seulement ensuite que la dégradation passe à la surface, où l'humus commence enfin à décroître, fait révélé par la couleur qui, de noirâtre, devient de plus en plus claire (34).

35. *Morphologie.* Nous décrivons, succinctement, quelques profils de tchernoziome dégradé de notre région.

Profil 80, près de Măgura Buțuenilor. Horizon *A*, de couleur châtain foncé, structure à gros grains, assez compact, 45 cm. Horizon *B*, châtain, structure en petites mottes de forme à peu près prismatique, assez compact. Vers 70 cm de profondeur, la couleur devient plus claire, tandis que la compacité faiblit. L'effervescence se produit à 78 cm, des efflorescences paraissent à 92 cm. La roche est sableuse, de couleur châtain tirant sur le jaune. Vers 125 cm on aperçoit de petites concrétions, peu résistantes.

Profil 72, dans la forêt de Perișorul. Horizon *A* châtain tirant sur le



noir, structure granulaire-nuciforme, compact, 39 cm. Horizon B_1 , d'un châtain de plus en plus vif, structure en mottes de forme presque prismatique, 39—79 cm. Horizon B_2 , châtain clair, à compacité plus faible. Effervescence à 112 cm, de faibles efflorescences paraissant à 120 cm; les concrétions qui commencent à partir de 130 cm, plus épaisses que dans le profil précédent, sont corrodées.

Profil 84, sur le plateau de La Hodun. Horizon A châtain, structure nuciforme, compact, 45 cm. Horizon B roux, très compact, nombreuses krotovinas. Les efflorescences se trouvent parfois même à 50 cm, sans qu'il se produise de l'effervescence dans la masse de la terre. Elles s'élèvent surtout du matériel calcaire des krotovinas. Effervescence à 80 cm; la masse présente une teinte jaune tirant sur le gris et de nombreuses efflorescences; cet horizon est lui aussi très compact. Vers 100 cm paraissent des concrétions blanches, dures, de faibles dimensions.

Profil 86, un peu au N de Valea Leșului. Horizon A brun tirant sur le noir, pas trop compact, mesure 50 cm. Horizon B châtain-roux, à compacité faiblement croissante jusqu'à 80 cm. Effervescence à 113 cm, des efflorescences et des veinules calcaires à 118 cm. A 148 cm, des concrétions dont la grosseur croît avec la profondeur, au point d'atteindre un diamètre de 3 cm. Les veinules et les concrétions deviennent plus rares vers 185 cm. A 215 cm se trouve une couche plus compacte, de couleur un peu plus foncée, dans laquelle on aperçoit de nouvelles efflorescences et taches calcaires, ce qui fait penser à un sol enterré. Tous ces profils contiennent de petits cailloux.

36. *Interprétation des données de l'analyse.* On constate des analyses mécaniques (tableau XIX) qu'il se produit dans l'horizon B une accumulation d'argile d'autant plus forte que le sol est plus près de la limite N de la zone, jusqu'où s'étendait, récemment encore, le massif de forêts. Sauf dans le profil 80, où elle n'est pas homogène, la roche-mère qui constitue un limon plus ou moins mêlé aux particules loessoïdes, offre une texture de plus en plus fine à mesure qu'on avance vers le N. La richesse progressive en argile tient aux processus de dégradation, principalement aux actuels, mais en partie aussi aux anciens. Ces derniers manifestent leur action par l'existence, dans les couches inférieures, d'une teneur élevée en argile.

Actuellement il se forme de l'argile à la surface; une fraction est transportée en profondeur où, étant accumulée, floculée par la présence du carbonate de calcium, elle donne naissance à une couche plus compacte. A mesure que le lessivage des carbonates est plus profond, l'horizon d'accumulation de l'argile avance vers le bas, tandis que de nouvelles quantités d'argile sont transportées de l'horizon A . De cette manière l'horizon B grandit, d'un côté vers le bas au détriment de l'horizon C , de l'autre, mais à un moindre degré, au détriment de l'horizon A .



Par suite de l'accumulation de l'argile, l'horizon *B* devient plus compact et l'humidité croît; l'infiltration étant rendue difficile de ce fait, l'eau séjourne plus longtemps dans les couches supérieures. La température assez élevée (moyenne annuelle 11° C) permet la formation de l'humus, dont la production, favorisée par l'humidité croissante, sera plus élevée que dans le tchernoziome. Pendant la période de sécheresse, on voit, dans la masse argileuse arrivée à siccité, se produire de nombreuses craquelures verticales à travers lesquelles, dans la période suivante d'humidité, l'eau et l'argile circuleront plus facilement. L'alternance de gonflement et de retrait de la masse argileuse peut donner naissance à un peu d'argile — par émiettement mécanique — aussi dans les couches inférieures.

C'est donc à l'humidité plus forte dans les couches supérieures, provoquée par l'écoulement difficile de l'eau dans les périodes d'humidité, qu'on doit attribuer l'élévation de la teneur en humus. La moyenne pour les terrains cultivés est de 4,4 % d'humus; sous la forêt elle est un peu plus élevée, à cause du lit de feuillage assemblé à la surface. La teneur en humus croît, vers le N, dans la même mesure que l'accumulation de l'argile, de moins de 4 % à 5,5 %.

La composition chimique de l'argile indique que le rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ et le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sont parfaitement constants tout le long du profil (tableau XXVI). Il en résulte que la plus grande partie de l'argile, se trouvant dans un état de dispersion suffisante, au moins pendant les périodes assez humides et pas trop chaudes, a été transportée par l'eau en profondeur, sans se briser en hydrosols de silice, d'aluminium et de fer. Il ne semble guère possible que les hydrosols positifs $\text{Al}(\text{OH})_3$ et $\text{Fe}(\text{OH})_3$ aient été transportés par l'hydrosol négatif de silice (REIFENBERG, 153), car alors l'argile reprécipitée n'aurait pas gardé constant son rapport moléculaire. Quant à l'action protectrice de l'humus, il n'en peut être question, puisque dans le tchernoziome dégradé l'humus lui-même est coagulé, quoique la solution du sol ne soit pas saturée de bases, comme c'est le cas pour le tchernoziome.

La réaction dans l'horizon *A* est en effet pratiquement neutre (tableau XXXII). Étant compris entre 6,68 et 7,31, pH a une moyenne de 6,92. La réaction 7,81 du sol de La Hodun (profil 84), tout à fait exceptionnelle, est due à la roche-mère très riche en carbonates (l'horizon *C* contient 23,56 % de CO_3Ca). Les carbonates, lessivés seulement jusqu'à 80 cm, s'élèvent, grâce aux solutions aspirées par les racines des plantes, à la surface, en formant des efflorescences calcaires, bien qu'il ne se produise aucune effervescence à l'acide chlorhydrique dans la masse du sol (qui possède un horizon de forte accumulation de l'argile). C'est ce qui fait qu'on trouve à la surface du sol 0,07 % de CO_3Ca , quantité suffisante pour rendre la réaction nettement alcaline. Dans ces conditions, la lévigation de l'argile ne pourrait actuellement se produire que si, pendant certaines époques de l'année, tout le car-



bonate de calcium des horizons *A* et *B* subissait un lavage, supposition que rien ne justifie. Il est plus probable que la lévigation s'est produite antérieurement, lorsque l'humidité suffisait pour empêcher une ascension appréciable des carbonates du sous-sol. Il s'agirait dans ce cas du phénomène que M. ENCULESCU désigne par régradation du tchernoziome (41), selon le terme employé par KRILOV en 1913 (*in* 58).

En résumé, le tchernoziome dégradé ne représente autre chose qu'un stade d'évolution plus avancée de la formation du tchernoziome. La formation de l'argile, sous l'influence de l'humidité plus élevée, elle-même provoquée par l'apparition de la forêt, et son transport dans l'horizon *B* — qui est un horizon d'accumulation pour l'argile seule — permettent à l'eau de séjourner plus longtemps dans les couches supérieures. La production de l'humus est par conséquent plus intense, même si sa réduction est aussi active que dans le tchernoziome. Avec le lessivage plus profond des carbonates, ce sont les seules différences entre le tchernoziome et le tchernoziome dégradé. Le phénomène de la dégradation est réduit dans ce cas à la formation de l'argile en quantité plus grande et à sa lévigation partielle. La pénurie des données analytiques ne nous permet point d'affirmer que ce que nous venons d'exposer pour le type de sol de notre région s'applique à tous les sols de Roumanie appelés des tchernoziomes dégradés.

XI. SOL BRUN-ROUX DE FORÊT

37. *Conditions de formation.* Le sol brun-roux de forêt a été étudié en Roumanie par MURGOCI (121), qui l'a reconnu identique à la *Braunerde* de RAMANN (151, p. 533 et 585). Plus tard, MURGOCI le considéra comme une variante d'un sol du type de *terra rossa* contenant une plus forte quantité d'humus à la surface (123). L'horizon *B* de couleur rougeâtre ne serait pas un horizon d'altération et de dégradation, mais un sol ancien du type de *terra rossa*, sur lequel se serait formé récemment un sol plus riche en humus (123). M. STREMME, inversant les rôles, pense que, au moins dans le Karst, la *terra rossa* n'est que l'horizon illuvial, *B*, des sols de forêt dont l'horizon *A* à humus a été érodé (189). M. PROTOPOESCU-PAKE est d'avis que l'horizon rouge des sols de forêt constitue un produit d'altération de la roche dans le processus de formation actuelle du sol (144; 147).

Exposons, en quelques mots, quelles sont, selon les divers auteurs, les conditions ayant présidé à la formation de ces deux sols. Le sol brun-roux de forêt se trouve toujours sous les forêts de chênes (MURGOCI, 126), sur une roche qui contient du calcaire. Pour GLINKA, la formation de l'horizon rouge est identique à la formation de l'horizon *B* des podzols, mais il semble que les sols examinés par GLINKA n'étaient pas des sols bruns, mais de vrais podzols (55). TREITZ considère que la couleur brun-roux provient



de l'ascension à la surface, pendant l'été, du fer accumulé dans l'horizon *B* des sols podzolisés (192). C'est un cas particulier, valable seulement pour les terrains ayant subi un déboisement. L'humus de la *Braunerde* est coagulé, dit M. WIEGNER, mais les électrolytes coagulants étant absents de la solution du sol, les dispersions fines sont graduellement léviguées en profondeur (200, p. 54). Les hydrosols d'aluminium et de fer réagissent avec l'hydrosol de silice, donnant naissance à des gels d'échange. M. STEBUTT considère que la décomposition de l'argile dans ses composants colloïdaux est très avancée, sans que ceux-ci subissent de lévigation (183). Les produits de la décomposition ne se réuniraient pas, mais demeureraient précipités sur les lieux de leur formation.

La terra rossa constitue un produit de dégradation chimique et mécanique des roches (DUBOIS, 31) et prend naissance exclusivement sur du calcaire pur (NEUMAYR, 130). Lorsque la roche n'est pas un calcaire assez pur, il s'y forme des sols bruns, jaunes, etc. à réaction faiblement acide, tandis que la terra rossa est alcaline (AGAFONOFF, 3). La terra rossa ne se forme que dans les régions à climat sec (FUCHS, 46). C'est le sol caractéristique du climat méditerranéen, à température moyenne annuelle de 14° à 19°, a été sec et hiver pluvieux (REIFENBERG, 153). En Palestine, l'horizon superficiel est plus alcalin que l'inférieur, possédant un pH 7,6—8,4, mais il peut être aussi faiblement acide. L'humus s'y trouve en faible quantité; il est produit pendant l'hiver, mais se décompose au printemps. L'accumulation de l'argile a lieu dans l'horizon illuvial.

Il appert, de ce que nous venons de dire, que les deux types de sols représentent des stades d'intensités différentes d'un même processus. C'est ainsi que le voyaient divers auteurs, entre autres MURGOCI et M. STEBUTT. Comme la terra rossa ne prend naissance que sur des roches pures, ou aussi pures que possible, il ne saurait être question d'une terra rossa typique sur les limons de notre région. Quant au climat, une élévation de 3° à 4° de la température moyenne annuelle actuelle suffit pour qu'on puisse admettre la formation d'un tel sol. Cette condition ayant été fort probablement remplie au cours du Quaternaire le plus récent, rien ne nous empêche par conséquent de considérer le limon de la région étudiée par nous comme une ancienne terra rossa, sur laquelle, selon MURGOCI, se serait formé récemment le sol brun-roux de forêt. MURGOCI considérerait comme terra rossa aussi les sols enterrés dans le loess et en concluait que, dans le laps de temps entre les dépôts du loess, le climat avait le caractère actuel des pays méditerranéens. M. ERHART considère lui aussi comme terra rossa les sols enterrés des terrasses du Rhin en Alsace (42).

38. *Morphologie.* Voici la description succincte de quelques profils de sols brun-roux de forêt de la région considérée:

Profil 85, dans la forêt de Târnavă. Horizon *A*, brun tirant sur le noir, structure à gros grains, assez compact, 50 cm. Horizon *B*, châtain dans la partie supérieure, devient roux et compact vers 70 cm. Sa structure est prismatique. La compacité croît sans cesse jusque vers 110 cm. La couleur, qui jusqu'à ce niveau était foncée, acquiert une nuance d'un roux vif. L'effervescence se produit à 134 cm, de rares efflorescences apparaissent à 145 cm. La couleur est d'un châtain de plus en plus clair en profondeur, la compacité décroît, tout en restant encore assez forte, la structure est granulaire. Des concrétions pouvant atteindre jusqu'à 2—2,5 cm en diamètre apparaissent à 160 cm. Vers 180 cm se trouve une couche plus compacte, de nuance plus foncée, qui semble un sol enterré.

Profil 87, dans la forêt de Fântânele. Horizon *A* brun foncé, structure à gros grain, faible compacité, 47 cm. Horizon *B*₁ brun-roux, plus compact, 47—85 cm, *B*₂ d'un roux plus vif, compact, 85—140 cm. Effervescence à 140 cm. Des veines calcaires de couleur gris-jaune à 156 cm et des efflorescences grises à 170 cm. Concrétions dures, grosses comme des noisettes, à 187 cm. A 220 cm, des concrétions calcaires, d'un diamètre pouvant atteindre 5—7 cm, constituées de plusieurs noyaux durs, dans une masse fortement altérée. En partant de ces agrégats, on voit, vers le bas, des lambeaux gris de calcaire provenant de la dissolution des concrétions. Ce profil a été examiné après une pluie. L'eau de pluie qui avait traversé l'horizon *A* était accumulée à la surface de contact, très nette, des horizons *A* et *B*.

Profil 101 sur le plateau du N de la commune de Sălcuța. L'horizon *A*₁ brun-châtain, à nuance gris très foncé quand la terre est sèche, à structure granulaire, meuble, 17 cm. Horizon *A*₂ brun à taches rousses, un peu plus compact, 17—27 cm. Horizon *B*₁ roux, à structure à mottes à peu près prismatiques, très compact, 27—60 cm. Horizon *B*₂, roux foncé, extrêmement compact, 60—183 cm. L'effervescence se produit à 183 cm et simultanément apparaissent des veinules calcaires jaunes.

Profil 88, dans la forêt de Ciutura. Bien qu'il n'appartienne pas à notre région, nous l'avons étudié parce qu'il représente un stade de dégradation supérieur aux sols compris entre les limites de la région. Horizon *A*₁ brun tirant sur le gris foncé, quand la terre est sèche, sableux, friable, 0—20 cm. Horizon *A*₂ brun à nuance grise, meuble, structure en lamelles faiblement définies, 20—75 cm; à 57 cm apparaissent des taches rousses. Horizon *B*₁ brun, à taches rousses qui impriment cette nuance à la masse entière, plus compact, 75—114 cm. Horizon *B*₂, brun foncé, extrêmement compact, 114—175 cm. Horizon *B*₃ à partir de 175 cm, d'un roux vif, extrêmement compact lui-aussi. Il ne se produit pas d'effervescence jusqu'à 265 cm de profondeur.

Tous ces profils contiennent des cailloux, rares et petits dans les couches supérieures, plus denses et plus gros dans les couches inférieures. Les



cailloux sont de forme allongée, à coins arrondis, à facettes luisantes. Très altérés, ils s'effritent entre les doigts.

39. *Interprétation des données de l'analyse.* La caractéristique des sols brun-roux de notre région est l'accumulation considérable d'argile dans l'horizon *B*, venue de l'horizon *A* par lévigation. Il se produit tant d'argile dans ce dernier que, malgré les fortes quantités transportées en profondeur, celles qui restent dans l'horizon supérieur suffisent pour imprimer à la masse un caractère argileux très prononcé. Dans le profil du S de la zone (profil 85), il y a équilibre entre les quantités produites et les quantités lévigées, la teneur en argile de l'horizon *A* et de l'horizon *C* étant à peu près égale. Au fur et à mesure qu'on avance vers le N, on a affaire à des profils plus dégradés et la lévigation surpasse la formation, car l'horizon *C* contient une quantité d'argile supérieure à celle de l'horizon *A*. La lévigation est tellement intense dans le profil 88, que l'horizon *A* offre l'aspect d'une masse sableuse. Seul subsiste ici le matériel plus résistant, sur lequel le processus de dégradation agit difficilement, parce que ce résidu est constitué surtout de quartz, les silicates ayant été déjà attaqués.

L'analyse chimique de l'argile dénote, tout comme pour le tchernoziome dégradé, que l'argile est transportée en profondeur telle quelle, sans se briser dans ses composants colloïdaux. Si l'on trouve du Fe_2O_3 sous forme libre, comme le soutient M. STEBUTT (183), c'est ce que l'analyse ne peut pas reconnaître, mais la constance du rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ le long du profil infirme l'hypothèse. Celle-ci n'est d'ailleurs qu'un corollaire d'une hypothèse périmée selon laquelle le fer se trouverait à l'état libre et non combiné dans les colloïdes, censés être des alumino-silicates alcalins et alcalino-terreux, tandis que les recherches récentes démontrent que le complexe de dégradation est formé de minéraux argileux, dans lesquels le fer et l'aluminium jouent le même rôle. M. STEBUTT précise toutefois que ses affirmations ne reposent sur aucune donnée analytique, mais dérivent de spéculations fort séduisantes en vérité, mais sans fondement.

On constate un faible accroissement du taux des sesquioxydes dans l'horizon *B* du profil 88 (Pădurea Ciutura). Ce profil représente, nous l'avons déjà dit, un sol qui manifeste un commencement de podzolisation, due peut-être à des conditions locales. Comme l'étude de la podzolisation n'entre pas dans le plan du présent ouvrage, nous ne discuterons pas ce profil, dont l'analyse n'a été effectuée que pour illustrer la différence des processus.

Les résultats obtenus par nous concordent avec ceux des rares analyses d'argile qu'on connaît jusqu'à présent. Dans un profil de sol brun-roux de forêt, M. ROBINSON trouve un rapport constant $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ayant la valeur d'environ 1,8 (160, p. 214). Selon M. ROBINSON, la caractéristique des sols bruns de forêt consisterait dans le transport mécanique du complexe argi-

leux, qui autrement, demeure inaltéré dans tout le profil (160, pp. 94, 213). Il ne saurait d'ailleurs en être autrement, comme il ressort aussi de la lumineuse exposition que fait M. WIEGNER, qui explique que l'humus coagule dans les sols bruns par suite de l'absorption des bases libérées durant la transformation des silicates primaires (200, p. 54). En Roumanie, M. CERNESCU a reconnu la constance de la composition moléculaire dans les profils des sols bruns de forêt, sans avoir eu à sa disposition autre chose que des analyses de l'extrait en acide chlorhydrique. Aussi lorsqu'il affirme que la distribution du complexe colloïdal est uniforme dans le profil (20) commet-il à notre avis la même erreur que M. STEBUTT, précisément parce qu'il manquait du matériel analytique nécessaire. Il était vraiment difficile de se rendre empiriquement compte du véritable phénomène, car les premières analyses faites sur les argiles des sols de Roumanie sont celles que nous présentons dans cette étude.

La teinte presque rouge a pu faire croire beaucoup d'auteurs que l'horizon *B* du sol brun-roux de forêt contient un excédent d'oxydes ferriques. La couleur frappe surtout parce qu'elle tranche sur celle des horizons contigus, à savoir l'horizon *A*, où la teinte rousse est assombrie par la matière organique, et l'horizon *C*, où elle est rendue plus claire par le carbonate de calcium. Lorsqu'on prépare la terre pour l'analyse mécanique, on détruit la matière organique, comme nous l'avons déjà dit, à l'aide d'eau oxygénée et les carbonates à l'aide d'acide chlorhydrique. Aussi bien le matériel qui en résulte que sa suspension dans l'eau des cylindres à sédimentation offrent la même couleur, un roux vif, qu'on observe sur tous les échantillons du profil. L'horizon *B* contient d'ailleurs réellement un excédent de fer d'autant plus important que l'accumulation de l'argile y est plus forte. Comme de toutes les fractions mécaniques l'argile est la fraction la plus riche en fer (v. tableau II), plus un horizon contient d'argile, plus il est riche en fer total, bien que par unité d'argile Fe_2O_3 soit constant. Si l'on rapporte la teneur en Fe_2O_3 de l'argile des profils de sols brun-roux de forêt au matériel total du sol, on obtient les données du tableau XL exprimées en pour-cent.

L'humus se trouve en quantité sensiblement moindre que dans le tchernoziome dégradé. Les terrains déboisés, qui font actuellement l'objet de cultures, contiennent en moyenne 3,11% d'humus. Sous la forêt, le pourcentage est beaucoup plus élevé, soit 5,34%, de même que le tchernoziome dégradé sous forêt. La diminution de la teneur en humus tient à ce que, tandis que l'apport de la matière organique est réduit, car la végétation est plus pauvre, la décomposition est aussi intense que pour le tchernoziome dégradé.

La réaction, faiblement acide, présente une moyenne du pH de 6,62. Le pH le plus élevé est celui qu'on trouve dans les sols du voisinage de la zone du tchernoziome dégradé, à savoir 7,22 dans l'échantillon 218 (profil 97,



Domnul Tudor) et 6,95 dans l'échantillon 213 (profil 95, entre Rudari et Dealul Corlatele). Le pH le plus bas, soit 6,00, est celui qu'on observe dans la forêt de Rudari. C'est cette réaction acide qui semble avoir « dégradé » la forêt, car nous avons constaté, dans le massif de forêts de l'est de la région, qu'au fur et à mesure que l'acidité du sol croît, la proportion de *Q. conferta* par rapport au *Q. cerris* croît elle aussi. Or, la forêt de Rudari est constituée par 30% de *Q. conferta* et 70% de *Q. cerris*. Un renversement du rapport des essences permettrait peut-être leur développement normal.

TABLEAU XL

Profil 87		Profil 88	
Horizon	Fe ₂ O ₃ %	Horizon	Fe ₂ O ₃ %
A	3,12	A	1,98
B	5,30	B ₁	4,60
C	4,01	B ₂	4,25

Après ses premières recherches sur l'acidité actuelle, M. SAIDEL concluait que le processus de dégradation dans les sols de forêt est identique à celui de la steppe, mais qu'il en diffère dans le podzol (167). Nos recherches aboutissent à la même conclusion. Dans le sol brun-roux, la dégradation se manifeste par une diminution sensible de la teneur en humus, par une faible acidité de la solution du sol et par une forte accumulation de l'argile dans l'horizon B. Tout comme dans le cas du tchernoziome dégradé, l'horizon B est un horizon illuvial pour l'argile, lévignée de l'horizon A sans qu'elle se brise en ses composants.

XII. SOLS INTRAZONAUX

On appelle intrazonaux des sols qui, par leur profil et les caractéristiques des analyses, diffèrent des sols à profil normal d'une certaine zone, mais sont reliés à ces derniers par les processus de formation et ne se trouvent que dans cette zone. Ce sont les sols que M. MARBUT décrit comme des sols à profil entier, mais incomplètement développé, ou bien exagérément développé (98; 99). D'autres sols manifestent des influences internes, telles que roche-mère, nappe d'eau près de la surface, qui altèrent le cours normal de leur formation: ce sont les sols endodynamomorphes de GLINKA. Par sols azonaux nous entendons des sols qui peuvent se trouver dans toute zone: ce sont des dépôts récents ou des sols au profil incomplet, parce qu'ils sont



sujets à des érosions. SIBIRTZEV réunit ces deux groupes sous le nom de sols azonaux ou demi-zonaux (175, p. 84). Nous faisons mention des sables de dunes, des alluvions récentes, des sols squelette et des sols érodés dont nous avons déjà touché quelques mots au paragraphe 14.

40. *Sols intrazonaux dans la zone du tchernoziome.* On appelle ordinairement *rendzinas* les sols de la zone du podzol, formés sur des roches riches en calcaire ou en gypse, que la résistance de la roche-mère a empêchés d'être transformés en podzols (110). La teneur en humus des *rendzinas* est variable, et peut atteindre 20—25 % (86). Selon GLINKA, les *rendzinas* qu'on trouve en dehors de la zone du podzol, sont bientôt transformés, sous l'influence du climat, en tchernoziomes normaux (56, p. 215). M. ENCULESCU appelle *rendzina* tout sol de couleur foncée, souvent noire, formé surtout sur des marnes, dans lequel l'effervescence se produit à la surface et dans le profil duquel persistent encore des fragments plus durs de la roche-mère, qu'on rencontre sous forme de noyaux isolés même dans l'horizon A. Ces formations se manifestent comme des degrés intermédiaires entre la roche-mère et le type de sol zonal (41). D'après cette définition, les *rendzinas* devraient être groupées parmi les sols azonaux.

On observe, dans notre région, des sols d'une teinte plus foncée que celle des tchernoziomes, dans la zone desquels ils se trouvent, et à effervescence dès la surface. Tenant compte de ce qu'ils ne possèdent pas toutes les caractéristiques des *rendzinas*, nous les appelons, sur le conseil de M. ENCULESCU, des sols du genre *rendzina*, et les décrirons dans la zone du tchernoziome en raison de leur ressemblance avec celui-ci. Le tableau XXIX contient les résultats de l'analyse totale d'un profil de sol du genre *rendzina*, situé au N de la commune d'Urzicuța. Voici la description succincte de ce profil:

De noire, quand elle est humide, la terre devient grise en séchant. Structure en mottes friables, informes. Forte effervescence à la surface. Vers 20 cm, des grains calcaires durs et des taches calcaires friables; avec la profondeur, le nombre et les dimensions des grains croissent. Vers 60 cm, la masse devient grise, couleur due au calcaire, de plus en plus abondant; matériel très poreux, humidité croissante avec la profondeur, traces de racines carbonisées. Vers 120 cm on rencontre la masse calcaire, argileuse et sableuse, de couleur gris clair, qui contient des fragments compacts. A 200 cm on atteint la nappe d'eau souterraine.

La composition chimique ressemble à celle des sols de steppe. Elle s'en distingue par la teneur plus élevée, mais non exagérée, de CO_2 dans l'horizon C, à savoir 18,64 %. M. LIATSIKAS décrit un sol brun de steppe (95) dont l'horizon C contient 21,60 % de CO_2 et qui ne diffère pas trop de notre sol du genre *rendzina*. KOSSOVITCH présente des données analytiques rela-



tives à un tchernoziome considéré caractéristique et dont l'horizon *A* renferme 16,72% d'humus et l'horizon *C* 39,46% de CO_2 (85, p. 274).

Quoiqu'on les rencontre aussi dans d'autres zones sous forme de bandes étroites, nous décrirons ici les alluvions humides sans drainage, parce que seule la zone du tchernoziome leur permet d'atteindre des développements plus amples. Comme elles se forment dans les vallées et les dépressions où le niveau de l'eau souterraine se trouve à moins d'un mètre, elles ressemblent aux sols salins, mais sans en avoir la salinité. Ces alluvions ressemblent également aux « lăcoviște », mais elles contiennent du calcaire même à la surface. Le profil 93, dans une vallée au N de la commune d'Afumați, offre l'aspect suivant: végétation herbacée calcarophile, verte, très abondante. A la surface même se trouve une couche végétale, épaisse de deux à trois centimètres, qui à mesure qu'on descend se mêle de plus en plus avec du matériel minéral. Le matériel, une masse sableuse à cailloux est de couleur noire s'il est humide. L'effervescence se produit dès la surface. En profondeur, la couleur passe insensiblement au gris, lorsque la masse est saturée d'eau, et devient presque blanche après le séchage. A 60 cm se trouve la nappe d'eau. Dans la couche végétale non décomposée, la teneur en humus se monte à 6,40%; de 6,06%, les carbonates passent à 2,68% dans la couche minérale immédiatement inférieure, où l'humus à son tour n'atteint plus que 3,39%. Il existe une faible accumulation de sels à la surface, mais on n'observe point d'efflorescences salines. La réaction, alcaline, dépasse pH 8.

Par endroits, on trouve, parsemés dans ces alluvions humides, des lambeaux de sols salins, tel le profil 71, dans la dépression située entre les communes d'Urzicuta et de Boureni. On observe à la surface une croûte blanche épaisse d'un centimètre, constituée en majeure partie de silice, de 1,07% de carbonates et de seulement 0,27% d'humus. Au-dessous, de 1 à 8 cm se trouve une couche noirâtre, dure, dont la masse se détache en petits fragments à facettes parallèles. Dans cette couche l'humus atteint 1,04%. Une couche humide de 8 à 38 cm, noire, argileuse. A partir de 38 cm, la masse de couleur grise s'enrichit en carbonates. Le niveau de l'eau se trouve à 67 cm.

41. *Sols intrazonaux dans la zone du tchernoziome dégradé.* Sur les deux bords des vallées qui traversent la zone du tchernoziome dégradé de l'WNW à l'ESE on remarque des sols différents, suivant que les pentes s'inclinent vers le N ou le S. Des différences analogues ont été déjà observées ailleurs (ZLOKOVITCH, 209). Nous décrivons plus bas trois profils de la vallée Cereceanului, situés tous sur une même ligne.

Rive N (exposée au S): horizon *A*, brun-châtain structure granulaire, de moyenne consistance, profondeur 41 cm. Horizon *B*, de couleur châtain de plus en plus compact, structure à petites mottes presque prismatiques. L'effervescence se produit à 87 cm.



Rive S (exposée au N): horizon *A*, brun-châtain, structure granulaire de forte consistance, profondeur 38 cm. Horizon *B*, compact; châtain à la partie supérieure, la couleur devient rousse vers le bas. Effervescence à 148 cm.

Dans l'axe de la vallée (il n'existe pas de cours d'eau permanent), l'horizon *A* est brun, sableux, à intercalations de sables gris d'alluvions. A partir de 12 cm le matériel devient toujours plus argileux, d'un brun-châtain, petits grains à faible consistance. L'horizon *B* de couleur châtain mesure 55 cm. L'humidité croît avec la profondeur, le matériel devient plus compact, la couleur passe au brun-roux, s'éclaircissant plus bas jusqu'à devenir, vers 210 cm, châtain tirant sur le jaune. L'effervescence ne se produit même pas à 250 cm.

Au fur et à mesure qu'on approche du ruisseau Jivanul, dans lequel toutes ces vallées débouchent, les pentes devenant toujours plus raides, on rencontre sur le bord N des sols à horizons de plus en plus réduits au point de devenir des sols squelette. Les sols du bord S ont aussi des profils raccourcis.

Les différences entre les profils des pentes tiennent à leur exposition. Comme les sols du bord N subissent le rayonnement du soleil plus longtemps et presque normalement, l'eau qui ne s'est pas écoulée s'évapore rapidement, le lessivage devient difficile et peu profond. Sur le bord S par contre, les rayons du soleil rasent la surface, étant très inclinés par rapport à la normale. Le sol restant par conséquent plus longtemps humide, le lessivage des carbonates et la lévigation de l'argile sont plus intenses. L'eau de pluie qui s'assemble de temps à autre dans l'axe de la vallée rend le lessivage encore plus intense dans les profils des sols qui s'y trouvent.

Il existe encore des sols au profil exagéré dans les dépressions moins accentuées, où ils occupent des surfaces plus étendues, comme au NW de Giubega. On observe des sols au profil incomplet sur toutes les collines, où l'érosion rapproche la surface de la roche-mère calcaire, tandis que le lessivage approfondit continuellement l'horizon à carbonates. Entre la forêt d'Intorsura et la commune de Perișorul, le profil 100 constitue en miniature un profil de tchernoziome dégradé, aux horizons très bien séparés. Horizon *A*, de couleur brun-chocolat, structure granulaire, faible consistance, 21 cm. Horizon *B*₁ châtain, un peu plus compact, 21—33 cm. L'horizon *B*₂ est compact, la couleur tourne au roux. Effervescence à 40 cm, où l'on observe de nombreux fragments calcaires inaltérés. On rencontre de pareils fragments dispersés dans tout le profil, mais l'effervescence ne se produit que sur une étroite bande verticale qui descend de chaque grain calcaire, ce qui montre que celui-ci est en voie de dissolution.

42. *Sols intrazonaux dans la zone du sol brun-roux de forêt.* Tout comme dans la zone du tchernoziome dégradé, on trouve aussi, sur le bords des



vallées qui traversent la zone du sol brun de forêt, des sols à profils allongés et raccourcis. Quant aux dépressions sans écoulement, les sols diffèrent totalement de ceux des fonds de vallée. Dans cette zone, en terrain cultivé aussi bien qu'en forêt, on rencontre de-ci de-là de petites dépressions, de forme à peu près circulaire ou elliptique, dont le diamètre ou grand axe mesure ordinairement de 30 à 50 mètres. VÂLSAN attribue ces dépressions, qui selon les régions où elles se trouvent s'appellent « *crovuri* », « *găvane* » ou « *padine* », au tassement du sous-sol provoqué par la dissolution des carbonates par les eaux qui, ne trouvant pas d'écoulement à la surface, sont réduites à une stagnation prolongée (195). Les « *crovuri* » sont peu profonds, un dénivellement d'un demi mètre étant assez habituel. La neige s'entasse dans ces dépressions en une couche plus haute qu'ailleurs et qui ne fond que très lentement, de sorte que l'eau arrêtée dans son écoulement par la formation d'un sous-sol quasi imperméable, séjourne longtemps à la surface. Les dépressions ne sont tout-à-fait sèches que l'été, et alors les herbes envahissent le terrain.

Nous avons examiné le profil 108 près du Conacul lui C. Popp, situé dans une dépression presque circulaire. Au centre, sur une petite étendue, également de forme circulaire, mesurant 3 à 4 m en diamètre, se trouve une surface nue, dépourvue de toute végétation, avec un matériel sableux d'un blanc grisâtre. Nous décrivons le profil d'un sondage effectué tout près de cette « *chelitură* » dans un endroit où pousse l'herbe. L'horizon *A* se divise en plusieurs sous horizons:

- 0—2 cm matériel sableux, gris-blanc, à faible tendance de stratification horizontale;
- 2—14 cm couleur grise, structure à grains anguleux, friables;
- 14—25 cm nuance brune, produite par de petites taches couleur de rouille. Structure à petits parallépipèdes;
- 25—36 cm couleur gris foncé à nuance brune, taches rouilleuses plus grosses; les éléments structuraux, des parallépipèdes, croissent en dimension et sont plus durs;
- 36—52 cm couleur grise, les taches de rouille décroissent en nombre. Matériel très compact, grains durs.

C'est par ce dernier sous-horizon qu'on passe à l'horizon *B* qui, dans sa partie supérieure, est gris-brun, argileux, et présente de nombreuses concrétions rouilleuses (« *bobovine* »); en profondeur il y a aussi des « *bobovine* » noires. La couleur de la masse passe graduellement à l'ocre; très fréquentes vers 170 cm, les « *bobovine* » deviennent plus rares à 210 cm, où la couleur de la masse commence à tourner au roux. Jusqu'à 260 cm il ne se produit pas d'effervescence. A partir de 160 cm, le profil contient des cailloux de plus en plus nombreux à mesure qu'on descend dans la masse argileuse.



On appelle ces sols *podzols des dépressions* (ENCULESCU, 34). Certains auteurs ont conclu de la couleur grise des sols à une faible teneur en humus, ce qui n'a pas empêché d'en doser 6,94 % à la surface même, tandis que les couches à nuance plus foncée du dessous en ont moins. M. DE'SIGMOND présente de nombreuses analyses pour des profils de sols semblables (177; 179). Quoique à réaction acide — comme notre profil ci-dessus qui présente à la surface un pH 6,08 — ce sont des sols salins, appelés par les Hongrois « szik ». Malgré la couleur grise de ces sols, leur teneur en humus est riche, à savoir, 8,52 %. De pareils profils de sols, généralement connus sous le nom de *solod* emprunté à la littérature pédologique russe, proviennent de la dégradation des sols alcalins, les *solonetz*.



RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Si l'on examine les recherches les plus récentes sur la dégradation des sols, on aboutit aux conclusions suivantes:

1. Les colloïdes du sol ne renferment pas de zéolites, et peu de kaolin;
2. Les colloïdes minéraux du sol sont constitués essentiellement de minéraux cristallins argileux appartenant au groupe des bentonites;
3. La partie minérale du complexe de dégradation est constituée par le complexe argileux;
4. La dégradation des sols est le résultat d'une transformation graduelle des silicates primaires en d'autres silicates, dispersés à l'état colloïdal et stables dans les conditions existant dans le sol.

Pour examiner le processus de dégradation des sols de la steppe, l'auteur s'est proposé d'étudier, sur le terrain et au laboratoire, les sols d'une région peu étendue, mais comprenant trois zones de sols: tchernoziome, tchernoziome dégradé et sol brun-roux de forêt.

La région ayant fait l'objet de notre étude est située au S du district de Dolj, entre la rivière Desnățuiul, la ligne de chemin de fer Craiova-Calafat et la chaussée Craiova-Calafat. La partie N appartient au point de vue géographique à la région des hautes plaines, la partie S à la terrasse du Danube. Les dépôts superficiels sont constitués au N par un limon diluvial roux, très argileux, qui passe au S à un limon loessique. On observe des sables de dunes au SW et une marne sableuse au SE, sur une faible étendue.

Le climat actuel de la région est caractérisé par un hiver pas trop rigoureux et relativement sec, un printemps précoce, un été chaud à pluies assez abondantes, surtout au mois de juin, et un automne chaud et pluvieux. Les précipitations annuelles atteignent en moyenne de 490—540 mm, la température moyenne annuelle varie de 10°,9 à 11°,5 C. Deux oscillations principales du climat se produisirent au cours du Quaternaire, une période chaude et sèche succédant à chaque période humide. Au commencement des temps historiques, il s'est produit un faible accroissement de l'humidité, fait qui résulte de la récente extension des forêts.

L'étude au laboratoire a porté sur des profils entiers de sols. On a dosé, en sus, l'humus et les carbonates de plusieurs échantillons prélevés à la surface. On a donné une attention particulière aux analyses mécaniques effec-



tuées toujours sur des profils complets. Le matériel destiné à ces analyses était préparé suivant la méthode de ROBINSON combinée avec la méthode d'OLMSTEAD.

On a analysé chimiquement l'argile extraite des échantillons de divers horizons de quelques profils. Pour un seul profil on a exécuté une analyse de l'extrait en acide chlorhydrique afin de comparer les résultats obtenus de la sorte à ceux touchant l'analyse de l'argile. On constate que l'acide chlorhydrique dissout presque complètement le fer des silicates non dégradés du sol. Pour un autre profil on a exécuté l'analyse totale. On a effectué encore des déterminations concernant la somme des bases échangées, la réaction et l'hygroscopicité.

Le tableau XLI résume quelques-unes des propriétés des types de sols.

TABLEAU XLI
Valeurs moyennes

	T'cherno- ziome	T'cherno- ziome dégradé	Sol brun- roux de forêt
Humus (%)	3,3	4,4	3,1
pH	7,3	6,9	6,6
Argile (composition moyenne du profil, %)	19,8	29,7	42,4
Rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ dans l'argile	2,86	2,81	2,80
Accumulation de l'argile dans l'horizon B (%)	-0,3	3,9	15,5
Puissance de l'horizon A (cm)	60	43	41
» » » B »	—	61	88
Rapport des puissances des horizons B/A .	—	1,4	2,1
Profondeur de la zone des carbonates (cm)	59	104	129
Bases échangées (S, équiv. mgr)	28,3	34,2	26,4
Coefficient de l'humus pour l'absorption des bases (<i>k</i>)	3,8	3,5	1,5
Hygroscopicité	7,0	8,9	9,2
Qualité de la récolte de blé (Coefficient K) .	104,9	106,2	104,0

Des données obtenues sur l'échange des bases on déduit que dans 1 gr d'argile sont absorbés 0,60 équivalents milligrammes de bases. L'humus absorbe d'autant plus de bases que la réaction du sol est plus alcaline.

L'adsorption de l'eau par l'argile se produit à raison de 0,26 gr d'eau par gramme d'argile, dans les conditions d'humectation des expériences, à savoir dans le vide à SO_4H_2 10%. Pour les sols considérés, à réaction presque neutre, l'adsorption de l'eau par l'humus apparaît insignifiante. On suppose que cette adsorption est d'autant plus évidente, que l'humus est plus saturé de bases. On peut estimer que dans les conditions les plus favorables l'adsorption de l'eau par l'humus serait de 1,5 gr d'eau par 1 gr d'humus,



On distingue dans le processus de dégradation trois échelons correspondant aux trois types de sols zonaux:

I. La première manifestation de la dégradation consiste dans la formation de l'argile: à partir des silicates primaires de la roche-mère, il se forme des silicates secondaires colloïdaux, argileux. Ce processus a lieu même dans le tchernoziome, mais en proportions très réduites. La solution de sol chargée d'électrolytes qui circule dans ce sol empêche toute lévigation de l'argile, qui demeure sur le lieu de sa production. Dans la masse poreuse du tchernoziome, la décomposition de l'humus est active sous les conditions climatiques existantes.

II. L'humidité plus élevée du sol, produite par la forêt, favorise la production d'argile dans le tchernoziome dégradé. Pendant certaines périodes, l'eau circule surtout de haut en bas, et comme d'autre part les carbonates subissent un lavage plus profond, ils n'apparaissent dans la solution du sol qu'à la période de sécheresse. Ceci provoque une peptisation partielle de l'argile, soumise dans de faibles proportions à une lévigation en profondeur. La texture plus fine des couches supérieures, due à la production d'argile, rend la masse plus imperméable, qui retient de son côté l'eau plus longtemps au sein de ces couches, conditions qui favorisent la production de quantités relativement élevées d'humus.

III. L'accroissement de l'humidité élève considérablement la formation de l'argile, lévignée sur une forte profondeur et dans des proportions telles, que l'horizon d'accumulation du sol brun-roux de forêt devient très compact. L'intensité du processus provient de ce que le lessivage des carbonates étant très profond, ceux-ci ne peuvent plus s'élever jusqu'aux couches supérieures pour coaguler l'argile. Les bases libérées à la suite de la dégradation des silicates primaires suffisent cependant pour coaguler l'humus, partiellement saturé par ces bases. Étant donné l'apport réduit de matière organique, à décomposition tout aussi active que pour les phases précédentes, l'humus se trouve en petite quantité.

La lévigation de l'argile atteint son maximum d'intensité lorsque l'horizon *A* ne contient plus que peu d'argile, parce que, sous l'effet de la dégradation, les silicates primaires plus facilement attaquables ont été épuisés et qu'il n'en reste que des minéraux dont l'attaque est difficile, principalement du quartz. A partir de ce moment, il se forme des quantités d'argile de plus en plus faibles, mais comme la lévigation continue, l'horizon *A* aura une texture sableuse. Le processus de dégradation ne sera possible que par un phénomène nouveau: l'argile sera brisée dans ses composants colloïdaux $\text{Al}(\text{OH})_3$ et $\text{Fe}(\text{OH})_3$ qui seront lévignés sous la protection de l'humus acide dispers.

Par conséquent, depuis le tchernoziome au sol brun-roux de forêt, en passant par le tchernoziome dé-



gradé, le processus de formation du sol reste le même, à savoir la production et la lévigation de l'argile, sans que celle-ci se brise. La seule différence réside dans l'intensité du processus, mais non pas dans sa nature.

Reçu: janvier 1936



OUVRAGES CITÉS

1. B. AARNIO. Experimentelle Untersuchungen zur Frage der Ausfällung des Eisens in Podsolböden. *Int. Mitt. Bodenk.*, III, 1913, p. 131—140.
2. V. AGAFONOFF. Détermination de la masse du carbone et de l'eau constitutionnelle contenus dans les sols du globe terrestre. *C. R. Acad. Paris*, CLXXXVIII, 1929, p. 1000—1001.
3. — Les sols de France au point de vue pédologique. *Ann. Agron.*, (n-11e série) III, 1933, p. 587—650.
4. G. ANDRÉ. Chimie du sol. Paris, J. B. Baillière, 2-e éd., t. II, 1921, p. 11—12.
5. R. D'ANDRIMONT. Les principes de la circulation de l'eau dans les terrains meubles et leurs applications. Verh. II. int. Agrol. Konf., Stockholm, 1910, p. 117—124.
6. A. ATTERBERG. Die mechanische Bodenanalyse. Verh. II. Agrol. Konf., Stockholm, 1910, p. 5—10.
7. — Die Klassifikation der Mineralböden nach den äusseren Eigenschaften. Verh. II. Agrol. Konf., Stockholm, 1910, p. 284—289.
8. — Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. *Int. Mitt. Bodenk.*, II, 1912, p. 312—342.
9. J. VAN BAREN. Roter Geschiebelehm. *Int. Mitt. Bodenk.*, I, 1911, p. 355—366.
10. L. D. BAVER. The use of the quinhydrone electrode for measuring the hydrogen-ion concentration of soils. *Soil Sci.*, XXI, 1926, p. 167—179.
11. — Factors affecting the hydrogen-ion concentration of soils. *Soil Sci.*, XXIII, 1927, p. 399—414.
12. J. M. VAN BEMMEL. Die Absorptionsverbindungen und das Absorptionsvermögen der Ackererde. *Landwirt. Versuchsstat.*, XXXV, 1888, p. 67—136.
13. E. BILMANN. On the measurement of hydrogen-ion concentrations in soils by means of the quinhydrone electrode. *J. Agric. Sci.*, XIV, 1924, p. 232—239.
14. E. BLANCK. Die Bodenlehre oder Bodenkunde als Wissenschaft. In E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre, Berlin, J. Springer, I, 1929, p. 1—28.
15. A. BOUTARIC. La concentration des ions hydrogène. *Mémorial des sciences physiques*, fasc. XVI, 1931, p. 20.
16. G. BOUYOUCOS. A method for determining combined water and organic matter in soils. *Soil Sci.*, XXXIV, 1932, p. 259—265.
17. R. BRADFIELD. The bearing of recent investigations in soil colloids on soil classification. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, II, 1935, p. 134—143.
18. *Buletinul lunar al observațiilor meteorologice din România*. Publié par Inst. Meteorol. Central al Rom.
19. H. G. BYERS. Chemical composition of the colloids of the great soil groups. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, I, 1935, p. 76—79.
20. N. C. CERNESCU. Zone de soluri în Bucegi. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, Nr. 4, 1933, p. 24—28.



21. N. C. CERNESCU. Kationennumtausch und Struktur. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, (1931), București, 1934, p. 777—859.
22. — Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *Inst. Geol. Rom., Stud. Techn. și Econ.*, (C), Nr. 2, București, 1934.
23. R. CHAMINADE. La question de la réaction des sols. *Ann. Agron.*, (n-lle série), III, 1933, p. 799—814.
24. L. CHIAPTAL. La mesure de la pluie en climatologie agricole. *Ann. Agron.*, (n-lle série), I, 1931, p. 223—245.
25. R. O. E. DAVIS and J. R. ADAMS. Methods for physical examination of soils. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, I, 1927, p. 434—442.
26. A. DEMOLON et G. BARBIER. Conditions de formation et constitution du complexe argilo-humique des sols. *C. R. Acad. Paris*, CLXXXVIII, 1929, p. 654—656.
27. — et E. BASTISSE. Fixation de la silice par l'argile colloïdale. *Ann. Agron.*, (n-lle série), III, 1933, p. 83—90.
28. C. A. DISSESCO. Date climatologice, Vol. I, Nr. 1, Publicațiile Institutului Meteorologic Central al României, București, 1931.
29. E. DITTLER. Gesteinsanalytisches Praktikum. Berlin u. Leipzig, W. de Gruyter, 1933.
30. I. M. DOBRESKO et I. F. RADU. Contributions à l'étude des sols roumains. XIV-e Congrès international d'Agriculture, Bucarest, 1929.
31. G. C. DU BOIS. Beitrag zur Kenntnis der surimanischen Laterit- und Schutzrindenbildungen. *Tschermaks M. P. Mitt.*, XXII, 1903, p. 1—61.
32. G. EDGINGTON and J. R. ADAMS. Distribution of nitrogen in the podzol profile. *Soil Sci.*, XX, 1925, p. 177—179.
33. P. ENCULESCU. Ridicări agrogeologice în jud. Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, (1912), București, 1914, p. XXV—XXXII.
34. — Evoluția succesivă a solului și subsolului din depresiuni și paralel cu aceasta și a vegetației spontane ce o suportă din stepa uscată până în zona forestieră. *Viața Agricolă*, XI, 1920, p. 379—390.
35. — Trecutul solului din Câmpia română. *Viața Agricolă*, XII, 1921, p. 240—244, 269—280, 304—307.
36. — Contribuțiuni la studiul agrogeologic al Basarabiei de sud. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, XI, 1922—1923, p. 124—148.
37. — Zonele de vegetație lemnoasă din România. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, I, 1924.
38. — Paralelismul dintre clima, solul și vegetația din România. Conferințe din domeniul științelor agricole, București, 1925, p. 3—14.
39. — Studiu agrogeologic al vechei insule de stepă dela est de Piatra Neamț. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, VIII, (1919—1920), București, 1926, p. 242—261.
40. — T. SAIDEL și EM. PROTOPODESCU-PAKE. Privire generală asupra solului din Ardeal, Bucovina și Basarabia. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI, 1925—1926, p. 191—205.
41. — Cercetări agrogeologice și geobotanice în sudul și sud-vestul Basarabiei. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, X, (1921—1922), București, 1927, p. 115—134.
42. H. ERHART. Les sols des terrasses rhénanes du sud de l'Alsace. *C. R. Acad. Paris*, CXIV, 1932, p. 2313—2315.
43. N. FLOROV. Degradarea cernoziomului în antestepă. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI, 1925—1926, p. 1—65.
44. — Humus- und Bodenkarte der südlichen Hälfte Bessarabiens. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, IV, 1928, p. 547—554.

45. N. FLOROV. Cuaternarul în Basarabia. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, XIII, (1924—1925), București, 1930, p. 44—70.
— Die Quartärformation in Bessarabien. *Bul. Muz. Național de Ist. Nat. din Chișinău*, fasc. 1, 1926, p. 109—133.
46. TH. FUCHS. Zur Bildung der Terra rossa. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 1875, p. 194—196.
47. E. GAIN. Précis de Chimie agricole. Paris, J.-B. Baillière, 1918, p. 355—356.
48. R. GANS. Die Charakterisierung des Bodens nach der molekularen Zusammensetzung des durch Salzsäure zersetzlichen silikatischen Anteiles des Bodens. *Int. Mitt. Bodenk.*, III, 1913, p. 529—571.
49. H. GAUTIER et G. CHARPY. Leçons de Chimie. Paris, Gauthier-Villars, 1919, p. 164.
50. K. K. GEDROIZ. Der adsorbierende Bodenkomplex und die adsorbierten Bodenreaktionen als Grundlage der genetischen Bodenklassifikation. *Kolloid. Beih.*, XXIX, 1929, p. 149—260.
51. — Le complexe absorbant du sol et son importance agronomique. *Ann. Agron.* (n-lle série), III, 1933, p. 172—183.
52. H. GESLIN. Étude climatologique du développement d'un blé d'hiver. *Ann. Agron.* (n-lle série), I, 1931, p. 695—721.
53. F. GIESECKE. Geschichtlicher Überblick über die Entwicklung der Bodenkunde. In E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre, Berlin, J. Springer, I, 1929, p. 28—86.
54. L. J. GILLESPIE. Colorimetric determination of hydrogen-ion concentration without buffer mixtures, with especial reference to soils. *Soil Sci.*, IX, 1920, p. 115—136.
55. K. GLINKA. Über die sogenannte « Braunerde ». *La Pédologie*, St. Pétersbourg, XIII, 1911, p. 17—48.
56. — Die Typen der Bodenbildung. Berlin, Bornträger, 1914.
57. — Différents types d'après lesquels se forment les sols et la classification de ces derniers. *Mém. sur la nomenclature et la classif. des sols*, Helsingfors, 1924, p. 271—282.
58. — Dokuchaiev's ideas in the development of pedology and cognate sciences. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, I, 1927, p. 116—136.
59. R. GUILLIN. Dissociation intégrale des silicates par l'acide carbonique et les acides humiques et réactions annexes. *C. R. Acad. Paris*, CLXXXVII, 1928, p. 673—675.
60. J. H. HELLMERS. Die Bestimmung im Laufe der Verwitterung entstehender Gele und Gelgemische auf optischem Wege. *Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci.*, Oxford, I, 1935, p. 80—82.
61. J. HENDRICK and W. G. OGG. Studies of a Scottish drift soil, part I. *J. Agric. Sci.*, VII, 1916, p. 458—469.
62. — and G. NEWLANDS. The mineral composition of the soil as a factor in soil classification. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, IV, 1928, p. 104—107.
63. S. B. HENDRICKS and W. H. FRY. The results of X-ray and microscopical examinations of soil colloids. *Soil Sci.*, XXIX, 1930, p. 457—476.
64. E. W. HILGARD and R. H. LOUGHRIDGE. The classification of soils. *Verh. II. int. Agrogeol. Konf.*, Stockholm, 1910, p. 223—231.
65. W. H. HILLEBRAND. The analysis of silicate and carbonate rocks. *U. S. Geol. Surv., Washington, Bull.* No. 305, 1907.
66. D. J. HISSINK. Die kolloidalen Stoffe im Boden und ihre Bestimmung. *Verh. II. int. Agrogeol. Konf.*, Stockholm, 1910, p. 25—42.

67. D. J. HISSINK. Beitrag zur Kenntnis der Adsorptionsvorgänge im Boden. *Int. Mitt. Bodenk.*, XII, 1922, p. 81—172.
68. — und JAC. VAN DER SPEK. Über Titrationskurven von Humusböden. C. R. II-e comm. Ass. int. science du sol, Groningen, (A), 1926, p. 72—93.
69. — What happens to the lime when soil is limed. C. R. II-e comm. Ass. int. science du sol, Groningen, (A), 1926 p. 174—197.
70. — The relation between the values pH, V and S (humus) of some humus soils... C. R. II-e comm. Ass. int. science du sol, Groningen, (A), 1926, p. 198—207.
71. — JAC. VAN DER SPEK and S. B. HOOGHOUTD. A study of the adsorption complex of mineral soils. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, I, 1935, p. 82—84.
72. I. P. IONESCU-ARGETOAI. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, 1914, p. 261—350.
73. G. IONESCU-SISEȘTI. Contributions à l'étude de la fertilité des tchernoziomes. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, I, 1935, p. 261—264.
74. J. JAKOB. Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. Berlin, Bornträger, 1928.
75. D. S. JENNINGS, M. D. THOMAS and W. GARDNER. A new method of mechanical analysis of soils. *Soil Sci.*, XIV, 1922, p. 485—499.
76. H. JENNY and C. D. LEONARD. Functional relationships between soil properties and rainfall. *Soil Sci.*, XXXVIII, 1934, p. 363—381.
77. J. S. JOFFE and H. C. MCLEAN. Colloidal behaviour of soils and soil fertility, part I. *Soil Sci.*, XX, 1925, p. 169—174.
78. — Soil profile studies, part I. *Soil Sci.*, XXVII, 1929, p. 39—54.
79. A. F. JOSEPH. Clays as soil colloids. *Soil Sci.*, XX, 1925, p. 89—94.
80. W. P. KELLEY and S. M. BROWN. Base exchange in relation to alkali soils. *Soil Sci.*, XX, 1925, p. 477—495.
81. — W. H. DORE and S. M. BROWN. The nature of base-exchange material of bentonite, soils, and zeolites, as revealed by chemical investigation and X-ray analysis. *Soil Sci.*, XXXI, 1931, p. 25—55.
82. H. W. KERR. The identification and composition of the soil alumino-silicate active in base exchange and soil acidity. *Soil Sci.*, XXVI, 1928, p. 385—398.
83. M. KÖHN. Beiträge zur Theorie und Praxis der mechanischen Bodenanalyse. *Landwirt. Jahrb.* LXVII, 1928, p. 485—546.
84. P. KOSSOWITSCH. Die Bodenbildungsprozesse und die Hauptprinzipien der Bodenklassifikation. Verh. II. int. Agrogeol. Konf., Stockholm, 1910, p. 232—253.
85. — Die Schwarzerde (Tschernosiom). *Int. Mitt. Bodenk.*, I, 1911, p. 199—354.
86. L. G. KOTZMANN. Genetic and chemical characteristics of rendzina soils. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, I, p. 296—297.
87. G. KRAUSS. Ergänzen der Bericht über eine dem Prager bodenkundlichen Kongress vorgetragene neue Methode der mechanischen Bodenanalyse.... *Int. Mitt. Bodenk.*, XIII, 1923, p. 147—160.
88. R. LANG. Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht. *Int. Mitt. Bodenk.*, V, 1915, p. 312—346.
89. — Zur Gliederung der Formen des Humus. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, I, 1935, p. 368—373.
90. A. DE LAPPARENT. *Traité de Géologie*. Paris, Masson, 4-e éd., t. III, 1900, p. 1611.
91. L. L. LEE. The possibilities of an international system for the classification of soils. *J. South-East. Agric. College*, No. 28, 1931, p. 65—114.



92. O. LEMMERMANN. Methoden für die Untersuchung des Bodens. Berlin, Verlag Chemie, t. II, 1934, p. 38.
93. R. V. LENDENFELD. Der Einfluss der Entwaldung auf das Klima Australiens. *Pettermanns Mitt.*, XXXIV, 1888, p. 41—43.
94. G. H. LEOPOLD. Beobachtungen über die chemische Zusammensetzung des Geschiebelehms im niederländischen Diluvium. . . . Verh. II. int. Agrogeol. Konf., Stockholm, 1910, p. 55—68.
95. M. N. LIATSIKAS. Sur la présence de sols de steppes bruns dans la plaine de Thessalie. *C. R. Acad. Paris*, CXCIV, 1932, p. 308—311.
96. W. W. McLAUGHLIN. Some physical problems in arid reclamation. Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci., Washington, IV, 1928, p. 798—813.
97. P. R. McMILLER. Concentration of carbonates in two Minnesota soil types. *Soil Sci.*, XXII, 1926, p. 75—82.
98. C. F. MARBUT. Outline of a scheme for the study of soil profiles. Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci., Washington, I, 1927, p. 248—259.
99. — Outline of a scheme for the differentiation of soils into mapping units on a uniform basis for all countries. Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci., Washington, I, 1927, p. 259—268.
100. — A scheme for soil classification. Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci., Washington, IV, 1928, p. 1—31.
101. C. E. MARSHALL. Some properties of clay fractions. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, I, 1935, p. 88—90.
102. EMM. DE MARTONNE. Recherches sur la période glaciaire dans les Karpates méridionales. *Bul. Soc. Științe București*, IX, 1900, p. 405—462.
103. — La Valachie. Paris, A. Colin, 1902.
104. — Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpates méridionales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), II, 1902, p. 330—332.
105. — Traité de Géographie physique. Paris, A. Colin, 4-e éd., t. I, 1925, p. 201, 277.
106. — Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité. *La Météorologie*, No. 19, 1926, p. 449—458.
107. H. E. MIDDLETON. The moisture equivalent in relation to the mechanical analysis of soils. *Soil Sci.*, IX, 1920, p. 159—167.
108. — The adsorption of water vapour by soils and soil colloids. Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci., Washington, I, 1927, p. 446—455.
109. S. MIKLASZEWSKI. Les types des sols et leur importance. Verh. II. int. Agrogeol. Konf., Stockholm, 1910, p. 276—278.
110. — Contribution à la connaissance des sols nommés rendzinas. C. R. III-e conf. int. agropédol., Prague, 1922, p. 312—317.
111. E. A. MITSCHERLICH. Bodenkunde für Land- und Forstwirte. Berlin, P. Parey, IV. Aufl., 1923.
112. M. F. MORGAN. Factors affecting the estimation of lime requirement from pH values. *Soil Sci.*, XXIX, 1930, p. 163—180.
113. L. MRAZEC. Note sur la géologie de la partie sud du haut plateau de Mehedinți. *Bul. Soc. Științe București*, V, 1896, p. 283—285.
114. — Quelques remarques sur le cours des rivières en Valachie. *An. mus. geol. pal.* III, (1896), București, 1899, p. 4—109.
115. — Sur l'existence d'anciens glaciers sur le versant sud des Carpathes méridionales. *Bul. Soc. Științe București*, VIII, 1899, p. 111—113.
116. — (Note sur le loess). *Bul. Soc. Științe București*, VIII, 1899, p. 320.



117. L. MRAZEC. Contributions à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. Științe București*, VIII, 1899, p. 407—416.
118. — Les lacs dits « salés » de la plaine roumaine. *Archives des sciences physiques et naturelles*, Genève, XI, 1901.
119. G. MURCOI. La plaine roumaine et la balte du Danube. C. R. Congr. intern. du Pétrole, III-e session, Bucarest, Guide No. 5, 1907, p. 223—240.
120. — EM. I. PROTOPOESCU-PAKE și P. ENCULESCU. Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906—1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, (1907), București, 1908, p. XCIX—CXI.
121. — Die Bodenzonen Rumäniens. C. R. I-ère Conf. int. agrogeol., Budapest, 1909, p. 313—325.
122. — The climate in Roumania and vicinity in the late-quaternary times. Die Veränderung des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. C. R. XI-e Congrès int. géol., Stockholm, 1910, p. 153—165.
123. — Serie der Terra rossa-Böden. Verh. II. int. Agrogeol. Konf., Stockholm, 1910, p. 329—330.
124. — Zonele naturale de soluri în România. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, (1910), București, 1911, p. 1—21.
125. — Studii în Câmpia Română. *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, (1913), București, 1917, p. XXXIII—XXXVI.
126. — Quelques aperçus sur les cartes agrogéologiques et corrélatives de Roumanie. C. R. III-e Conf. agropédol., Prague, 1922, p. 336—345.
127. — EM. I. PROTOPOESCU-PAKE și I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Cuaternarul din Oltenia. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, VI, (1914—1915), București, 1923, p. 30—31.
128. A. J. NABOKICH. Compte rendu sur mes voyages pédologiques en Bessarabie. *Int. Mitt. Bodenk.*, III, 1913, p. 338—352.
129. — Zusammensetzung und Ursprung der verschiedenen Horizonte einiger Boden im Süden Russlands. *Int. Mitt. Bodenk.*, IV, 1914, p. 203—221.
130. M. NEUMAYR. Zur Bildung der Terra rossa. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 1875, p. 50—51.
131. V. NOVÁK. Conclusions de la Conférence de la première commission à Rothamsted-Harpenden en 1926. Brno, 1927.
132. S. ODÉN. Eine neue Methode zur mechanischen Bodenanalyse. *Int. Mitt. Bodenk.*, V, 1915, p. 257—311.
133. L. B. OLMSTEAD, L. ALEXANDER and H. E. MIDDLETON. A pipette method of mechanical analysis of soils based on improved dispersion procedure. *U. S. Dept. of Agric., Technical Bull.*, No. 170, 1930.
134. E. OTETELIȘANU et C. A. DISSESCOU. Climat de la Dobroudja et du littoral de la Mer Noire. *Inst. Meteorol. Centr. al Rom., Mem. și studii*, I, Nr. 3, 1928.
135. H. J. PAGE. The nature of soil acidity. C. R. II-e comm. Ass. int. science du sol, Groningen, (A), 1926, p. 232—244.
136. S. PASSARGE. Die Wirkung des Windes. In E. BLANCK, *Handbuch der Bodenlehre*, Berlin, J. Springer, I, 1929, p. 288—309.
137. W. H. PIERRE. The H-ion concentration of soils as affected by carbonic acid and the soil-water ratio..., *Soil Sci.*, XX, 1925, p. 285—305.
138. — and G. D. SCARSETH. Determination of the percentage base saturation of soils and its value in different soils at definite pH values. *Soil Sci.*, XXXI, 1931, p. 99—114.



139. M. POPOVĂȚ. Analyse mécanique des poudres par la méthode Wiegner. *C. R. Séances Inst. Géol. Roum.*, XIX, (1930—1931), Bucarest, 1933, p. 36—48.
140. — Recherches préliminaires sur la nitrification dans les sols roumains. *C. R. Séances Inst. Géol. Roum.*, XIX, (1930—1931), Bucarest, 1933, p. 119—135.
141. — Texture et microstructure des sols Al VIII-lea Congres al As. rom. p. înaintarea științelor, București, (1934), *Bul. Soc. Geol. Rom.*, III, (en cours d'impression).
142. — Analyse mécanique des sols: Buts et procédés. *Inst. Geol. Rom., Studii Techn. și Econ.*, (C), Nr. 3, 1935.
143. R. C. PORUMBARU. Étude géologique des environs de Craïova. Paris, Gauthier-Villars, 1881.
144. EM. I. PROTOPODESCU-PAKE. Cercetări agrogeologice în Oltenia și în partea de W a Munteniei. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, (1910), București, 1913, p. LXXV—LXXVII.
145. — Ridicarea agrogeologică a foii Mizil. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, (1910), București, 1913, p. LXXVII—LXXIX.
146. — Cercetări agrogeologice comparative între solurile de stepă din Nord-Estul Moldovei și acele din Bărăgan. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, (1912), București, 1914, p. XXIV—XXV.
147. — Cercetări agrogeologice în Câmpia română dintre valea Mostiștea și râul Olt. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, I, (1910), București, 1923, p. 58—118.
148. A. N. PURI. The relation between pH value and state of saturation of soils. *Soil Res.*, II, 1930—31, p. 181—184.
149. H. QUIRING. Die Unterscheidung von Löss und Hochflutlehm. *Zeitschr. f. prakt. Geologie*, XLII, 1934, p. 145—156.
150. E. RAMANN. Bedeutung der Kolloide für den Boden. *Verh. II. int. Agrogeol. Konf.*, Stockholm, 1910, p. 19—22.
151. — *Bodenkunde*. Berlin, J. Springer, III. Aufl., 1911.
152. — Adsorption und Basenaustausch. *Actes IV-e conf. int. pédol.*, Rome, II, 1924, p. 383—385.
153. A. REIFENBERG. Die Entstehung der Mediterran-Roterde (Terra rossa). *Kolloid. Beih.*, XXVIII, 1929, p. 55—147.
154. G. W. ROBINSON. Note on the mechanical analysis of humus soils. *J. Agric. Sci.*, XII, 1922, p. 287—291.
155. — A new method for the mechanical analysis of soils and other dispersions. *J. Agric. Sci.*, XII, 1922, p. 306—321.
156. — The form of mechanical composition curves of soils, clays, and other granular substances. *J. Agric. Sci.*, XIV, 1924, p. 626—633.
157. — The division of the soil into fractions in mechanical analysis. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, IV, 1928, p. 883—887.
158. — The nature of clay and its significance in the weathering cycle. *Nature*, London, CXXI, 1928, p. 903—904.
159. — and MINNIE RICHARDSON. *Nature*, London, CXXIX, 1932, p. 581—582.
160. — Soils; Their origin, constitution and classification. London. Th. Murby, 1932.
161. W. O. ROBINSON and R. HOLMES. The chemical composition of soil colloids. *U. S. Dept. Agric., Bull.* 1311, 1924.
162. C. S. ROSS. The mineralogy of clays. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, IV, 1928, p. 555—561.
163. — and P. F. KERR. Halloysite and allophane. *U. S. Geol. Surv., Profes. Paper*, 185-G, 1934, p. 135—148.

164. D. R. RUSESCU. Cestiunea împăduririlor artificiale în România. București, 1906.
165. E. J. RUSSELL. Soil condition and plant growth. London, Longmans, Green and Co., 5-th ed., 1927.
166. T. SAIDEL. Determinarea cantitativă a « reacțiunei » soluțiunilor de pământ. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, III, 1912, p. 68—70.
167. — Quantitative Untersuchungen über die Reaktion wässriger Bodenauszüge. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.*, II, 1913—1914, p. 38—44.
168. — Despre solurile și lacurile sărate din lunca și vecinătatea Călmățuiului. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, (1912), București, 1914, p. XXXII—XXXIII.
169. — und N. CERNESCU. Ergebnisse der Bestimmung der Reaktion von Rumänischen Bodenarten. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, II, 1927, p. 320—325.
170. — Étude chimique des principaux types de sols de Roumanie. XIV-e Congrès international d'Agriculture, 1929.
171. — et G. PAVLOVSKY. Contribution à l'étude des solutions du sol. *Ann. Agron.*, (n-11e série), I, 1931, p. 622—653.
172. — Über die Lösungsgesetzmässigkeiten von Bodenbestandteilen und über ihre Anwendung bei der chemischen Bodenuntersuchung. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, (1931), București, 1934, p. 707—776.
173. F. SCHUCHT. Bericht über die Sitzung der Internationalen Kommission für die mechanische und physikalische Bodenuntersuchung in Berlin am 31. Oktober 1913. *Int. Mitt. Bodenk.*, IV, 1914, p. 1—31.
174. C. F. SHAW. A definition of terms used in soil literature. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, IV, 1928, p. 38—64.
175. N. SIBIRTZEV. Étude des sols de la Russie. Congrès géol. int., VII-e session, St. Pétersbourg, 1899, p. 73—125.
176. A. A. J. VON'SIGMOND. Zusammenfassen der Bericht und Vorschlag für eine einfache konventionelle Methode zur Bereitung des konzentrierten Salzsäureauszuges. *Actes IV-e conf. int. pédol.*, Rome, II, 1924, p. 548.
177. — The chemical characteristic of soil leachings. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, I, 1927, p. 60—90.
178. — Conclusions concerning the uniform preparation of soil extracts with hydrochloric acid. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, I, 1927, p. 189—213.
179. — The classification of alkali and salty soils. *Proc. 1-st int. Congr. Soil Sci.*, Washington, I, 1927, p. 330—344.
180. I. SIMIONESCU. Constituțiunea geologică a țărmului Prutului din nordul Moldovei. *Ac. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi*, II, No. 7, 1902, p. 27—54.
181. — Contribuțiuni la geologia Moldovei dintre Siret și Prut. *Ac. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi*, II, Nr. 9, 1903, p. 73—117.
182. A. STEBUTT. Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Berlin, Bornträger, 1930.
183. — Die Braunerde. *Zeitschr. Pflanz. Düng. Bodenk.*, (A), XV, 1930, p. 134—167.
184. GR. ȘTEFĂNESCU. Sur le terrain quaternaire de la Roumanie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), I, 1872—1873, p. 119—122.
185. — Relation sommaire des travaux du Bureau géologique durant la campagne de l'année 1884. *Ann. Bureau géol.*, II, (1884), București, 1886, p. 5—45.
186. — Cămila fosilă din România. *An. mus. geol. pal.*, I, (1894), București, 1896, p. 90—123.
187. S. ȘTEFĂNESCU. Memoriu relativ la geologia județului Dolj. *Anuar. Biur. Geol.*, I, (1882—1883), București, 1889, p. 318—459.



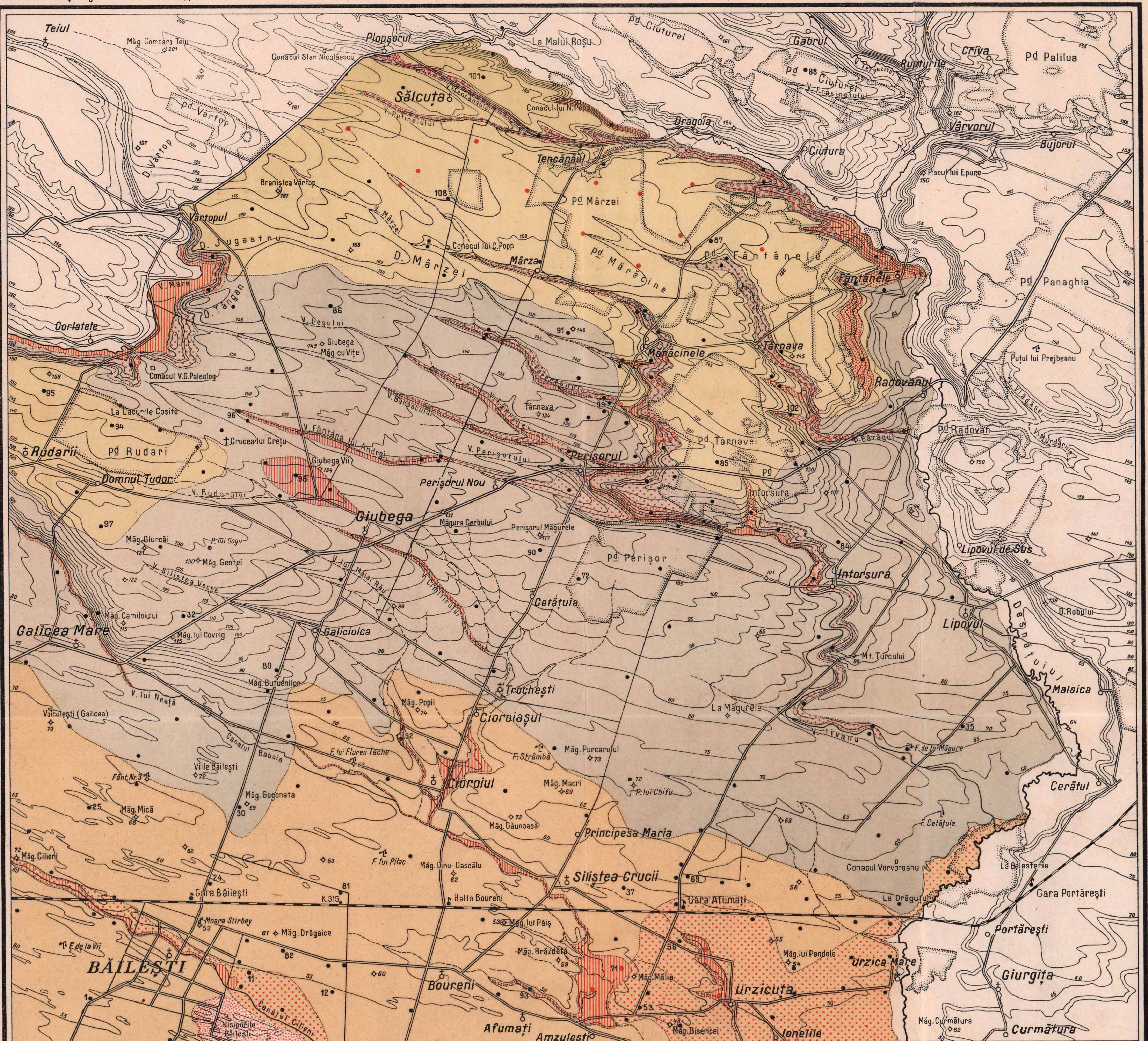
188. H. STREMMER. Über Feldspatreststone und Allophanstone. *Monatsber. Deutsch. Geol. Gesell.*, 1910, p. 122—128.
189. — Laterit und Terra rossa als illuviale Horizonte humoser Waldböden. *Geol. Rundschau*, V, 1915, p. 480—499.
190. D. B. TODORVIĆ. Das Tschernosemproblem in der Umgebung von Belgrad. *Ann. géol. Pén. Balk.*, Beograd, VIII, 1926, p. 157—159 (résumé).
191. F. P. TREADWELL. Kurzes Lehrbuch der analytischen Chemie. Leipzig u. Wien, Fr. Deuticke, XI. Aufl., II, 1923, p. 524—525.
192. P. TREITZ. Die Aufgaben der Agrogeologie. *Földt. Köz.*, XL, 1910, p. 495—518.
193. M. TRÉNEL. La détermination de la concentration des ions hydrogène dans le sol, au moyen d'un nouveau appareil transportable en plein champ. Actes IV-e conf. int. pédol., Rome, II, 1924, p. 451—452.
194. E. TRUOG and M. DROSDOFF. Determination of the mineral content of the soil absorbing complex. Trans. 3-d int. Congr. Soil Sci., Oxford, I, 1935, p. 92—95.
195. G. VÂLSAN. Influențele climatice în morfologia Câmpiei române. *D. de S. Șed. Inst. Geol. Rom.*, VII, (1915—1916), București, 1917, p. 419—429.
196. P. WAGUET. Origine et formation des terres arables. Actes IV-e conf. int. pédol., Rome, II, 1924, p. 341—382.
197. S. A. WAKSMAN. The origin and nature of the soil organic matter or soil « humus », part I. *Soil Sci.*, XXII, 1926, p. 123—162.
198. — and K. R. N. IYER. Contribution to our knowledge of the chemical nature and origin of humus, part I. *Soil Sci.*, XXXIV, 1932, p. 43—69.
199. H. S. WASHINGTON. The chemical analysis of rocks. New York, J. Wiley, 1930.
200. G. WIEGNER. Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. Dresden u. Leipzig, Th. Steinkopff, IV. Aufl., 1926.
201. — Anleitung zum quantitativen agrikulturchemischen Praktikum. Berlin, Bornträger, 1926.
202. — und H. GESSNER. Die Bedeutung der pH-Bestimmung in der Bodenkunde. *Kolloid-Zeitschr.*, XL, 1926, p. 209—227.
203. — und H. JENNY. Über Basenaustausch an Permutiten. *Kolloid-Zeitschr.*, XLII, 1927, p. 268—272.
204. E. WOLFF. Entwurf zur Bodenanalyse. *Landw. Vers. Stat.*, VI, 1864, p. 141—171.
205. C. H. WRIGHT. Soil Analysis; A handbook of physical and chemical methods. London, Th. Murby, 1934.
206. A. ZAHARIA. Contributions à l'étude des blés roumains. *Bul. Soc. Științe București*, IX, 1900, p. 512—541.
207. — Le blé roumain, récolte des années 1900—1908. București, 1910.
208. — Le blé roumain, récolte des années 1909—1914. București, 1926.
209. G. ZLOKOVIĆ. Les sols de Starobelsky ouezd du gouvernement de Charkov. *Ann. géol. Pén. Balk.*, Beograd, IX, 1927, p. 119—123 (résumé).





MIRCEA POPOVĂȚ CARTE DES SOLS DES ENVIRONS DE LA COMMUNE PERIȘORUL (DISTRICT DOLJ)

MIRCEA POPOVĂȚ : Dégénération des sols de steppe



SOLS ZONAUX

- Tchernozème
- Tchernozème dégradé
- Sol brun-roux de forêt

SOLS INTRAZONAUX

ZONE DU TCHERNOZIOÈME

- Sol du genre rendzina
- Alluvions humides sans drainage
- id. à petits lambeaux de sols salins

ZONE DU TCHERNOZIOÈME DÉGRADÉ

- Sol au profil faiblement développé (se trouve aussi dans la zone du sol de forêt)
- Sol des dépressions et pentes (au profil fortement développé)

ZONE DU SOL BRUN-ROUX DE FORÊT

- Sol des pentes (au profil fortement développé)
- Sol dont l'horizon A a été érodé
- Sol à petits lambeaux de podzol des dépressions

SOLS AZONAUX

- Sol squelette (affleurement de la roche-mère)
- Alluvions récentes
- Sable de dunes

● 81 Sondages
(Les numéros indiquent les profils cités dans le texte)

Forêt



Institutul Geologic al României